Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 18 167—235 München, 30. 12. 1978

Die älteste Molasse im Chiemgau / östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon)

Von Herbert Hagn*)

Herrn Prof. Dr. K. Lemcke zum 65. Geburtstag gewidmet

Mit 5 Abbildungen und Tafeln 13—16

Kurzfassung

Die Katzenloch-Schichten werden als neues Schichtglied des bayerischen Alpenvorlandes beschrieben. Ihre Typlokalität liegt an einer neuen Forststraße im Oberlauf des Katzenloch-Grabens SE Siegsdorf (NE-Fuß des Sulzbergs). Sie setzen mit feinkonglomeratischen Fossilschuttkalken ein. Darüber folgen plattige Feinsandkalke und -mergel. Den Abschluß bilden Mergel und Tonmergel. Die Korngröße nimmt daher vom Liegenden zum Hangenden ab.

Die neue Schichtfolge wurde mit Hilfe von *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever), Globorotalien der Gruppe der *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis* (Cole) und des Nannoplanktons in das mittlere Priabon eingestuft. Die Katzenloch-Schichten sind den jüngsten Stockletten eingeschaltet. Sie führen karbonatische, seltener kieselige Geröllchen der Trias und des Jura. Dolomit herrscht gegenüber Kalk entscheidend vor. Ihre Heimat ist das Kalkalpin. Nannoplankton aus dem Neokom weist auf umgelagerte Aptychenschichten hin. Allochthone Faunenelemente aus Oberkreide und Alttertiär, insbesondere litorale Foraminiferen und Bryozoen des tieferen Priabons (Typus Oberaudorf), wurden ebenfalls aus dem Süden zugeführt.

Die Katzenloch-Schichten bilden den jüngsten Abschnitt eines Profils, das mit Schwarzerz (Kressenberger Schichten partim) beginnt. Sie gehören damit dem Südhelvetikum an. Das Profil wird auf allen Seiten von ultrahelvetischen Schichten ummantelt. Gesteine der Buntmergelserie (Oberkreide und Alttertiär) spielen hierbei eine wesentliche Rolle. Das Profil des Katzenlochs tritt daher als tektonisches Fenster in Erscheinung.

Die Sedimente der Katzenloch-Schichten weisen einen flyschartigen Charakter auf. An ihrer Entstehung waren Suspensionsströme (turbidity currents) maßgeblich beteiligt. Die Einschichtung der allochthonen Gemengteile erfolgte in einem Tiefseetrog. Die Katzenloch-Schichten leiten demnach eine neue Art der Sedimentation im Südhelvetikum ein.

*) Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Durch das Auftreten von kalkalpinem Schutt sind die Katzenloch-Schichten als echte Molasse ausgewiesen. Sie stehen daher mit dem Orogen im Süden in enger Verbindung. Sie stellen ferner eine Beziehung zur Subalpinen Molasse (Deutenhausener Schichten) her. Auch die Schönecker Fischschiefer lassen sich gut in das paläogeographische Bild einordnen. Die Katzenloch-Schichten repräsentieren damit die älteste bisher bekannte Molasse. Ihr Ursprung liegt im Südhelvetikum; im Hinblick auf ihre faziellen Merkmale kann man sie mit Trümpy (1962) und Lemcke (1973) als „Flyschmolasse" bezeichnen. Sie entstammt einem Trog, dessen Achse vom Priabon an stetig nach Norden gewandert ist.

Abschließend wird die Frage aufgeworfen, wann die Flyschzone von den Kalkalpen tektonisch überwältigt wurde.

Abstract

A new member of the sedimentary sequence in the alpine foredeep is described: The Katzenloch formation. The locus typicus is located on the new forestery road in the higher part of the Katzenloch creek SE of Siegsdorf (NE slope of the Sulzberg). Lithologically, the basal Katzenloch fm. consists of finegrained conglomeratic carbonate debris which is overlain by platy finegrained sandy limestones and marls. The top is formed by marls and marly shales. The grain size decreases from the base to the top (upward fining).

The new member was identified stratigraphically by *Nummulites* cf. *fabianii* (Prever), Globorotalias of the *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis* (Cole) group and by its nannoplankton as being Middle Priabonian. The Katzenloch fm. is intercalated in the younger Stockletten. It carries carbonatic, rarely siliceous small pebbles and subrounded grains of Triassic and Jurassic origin. Dolomite by far predominates the limestone. Their origin is inferred to be the Alpine Limestone belt. Reworked nannoplankton of Neocomian age indicates the origin from the Aptychen beds. Other allochthoneous elements of the fauna from Upper Cretaceous and Lower Tertiary, especially litoral foraminifera and bryozoa of the Lower Priabonian (Oberaudorf type), were also added from the south.

The Katzenloch fm. forms the uppermost part of a section which starts with the Schwarzerz (Kressenberg sequence partim). It therefore belongs to the South Helveticum. The section is surrounded on all sides by Ultrahelvetic rocks. An essential part is played by rocks of the Buntmergelserie (Upper Cretaceous and Lower Tertiary). The section of the Katzenloch forms a tectonic window.

Sedimentologically the Katzenloch fm. exhibits a Flysch-like character. Its origin was largely controlled by suspension (turbidity) currents. The deposition of the allochthoneous particles took place in deep water. The Katzenloch fm. starts a new type of sedimentation in the South Helveticum basin.

The Katzenloch fm. is a genuine member of the Alpine Molasse as evidenced by the occurrence of alpine limestone debris. Its close relation to the Alpine orogene in the south is clearly shown. There are furthermore relations to the early Subalpine Molasse (e. g. Deutenhausener fm.). The Schönecker fish shales also fit well into the paleogeographic situation.

The Katzenloch fm. represents the oldest Molasse so far known; its origin is inferred to have been in the South Helveticum. Considering its facial character it can be called „Flyschmolasse" (Trümpy 1962, Lemcke 1973). It was deposited in

a basin, the axis of which gradually moved to the North beginning in the Priabonian.

Finally the problem is discussed, at which age the Alpine Flysch zone was tectonically overthrusted by the Limestone Alps.

Inhalt

A. Vorwort

Im Jahre 1977 wurde am Nordostfuß des Sulzbergs SE Siegsdorf eine Forststraße angelegt, welche von der Blaserhütte zum Galon-Graben führt. Durch diese Arbeiten entstanden einige neue Aufschlüsse, die am 15. 6. 1977 und am 25. 7. 1977 begangen und beprobt wurden. Mit Hilfe eines Baggers konnte am 21. 10. 1977 unterhalb des Katzenlochs, ca. 700 m WSW Hachau (Abb. 1), ein noch nicht beschriebenes Schichtglied des bayerischen Alpenvorlandes erschürft werden, das hiermit unter dem Namen Katzenloch-Schichten in das Schrifttum eingeführt

wird. Die eingehende Bearbeitung dieser Ablagerungen machte eine Reihe weiterer Besuche im Gelände notwendig, um alle Spuren zu sichern. Es erwies sich ferner als unumgänglich, die Begehungen auch auf die umliegenden Gräben auszudehnen, da es galt, die Umrahmung der Katzenloch-Schichten durch andere paläogeographisch-tektonische Einheiten zu erfassen und somit ihre Stellung im Profil festzulegen. Diese Exkursionen wurden am 30. 10. 1977, 19. 3. 1978, 9. 4. 1978, 20. 4. 1978, 28. bis 29. 4. 1978 und 27. 5. 1978 durchgeführt.

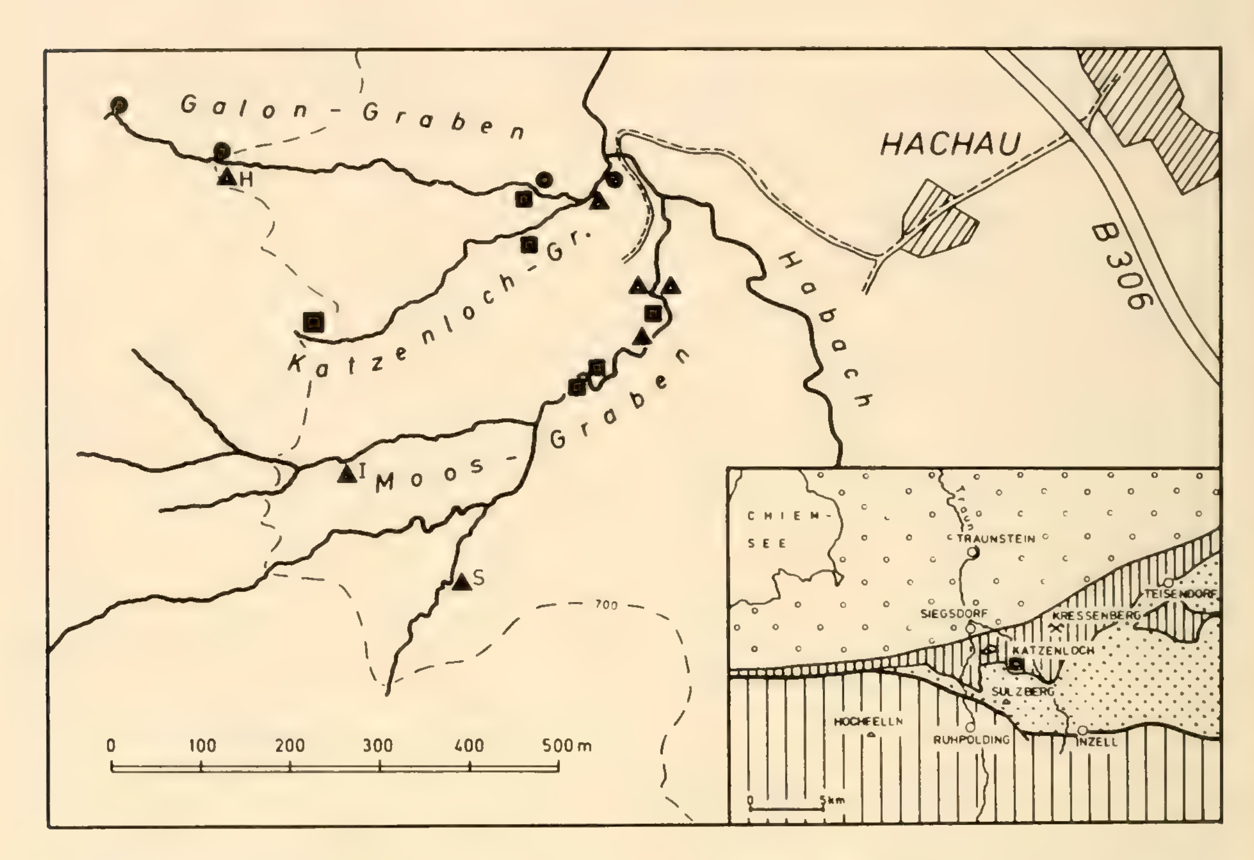


Abb. 1: Topographische Skizze des engeren Untersuchungsgebietes. Quadrate: Katzenloch-Schichten. Punkte: Schönecker Fischschiefer. Dreiecke: Buntmergelserie s. l. H: Fundstelle von Hantkeninen. I: Fundstelle von Inoceramen. S: Lage der Serpentinitblöcke. Es wurden nicht alle Vorkommen von Buntmergelserie eingetragen. Bezüglich der Tektonik s. S. 217. — Die Vorlage für die Geologische Übersichtsskizze stammt aus Freimoser (1972, Beilage 1 a).

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit umfaßt an die 100 Schlämmproben und etwas mehr als 150 Dünnschliffe. Hinzu kommt ein umfangreiches Vergleichsmaterial aus benachbarten Gebieten. Sämtliche Objekte werden in der Mikropaläontologischen Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

Die Entdeckung der Fundstelle der Katzenloch-Schichten ist der Aufmerksamkeit der Herren H. Will und J. Wührl, beide München, zu verdanken. Herr Forstdirektor F. Sieber, Siegsdorf, förderte die Aufschlußarbeiten durch den Einsatz eines Baggers. Für dieses große Entgegenkommen gebührt ihm der herzlichste Dank. Desgleichen zeigte sich Herr Forstamtmann M. Scherm, ebenfalls Siegsdorf, den Wünschen der Geologen gegenüber immer aufgeschlossen und verständnisvoll.

Am Gelingen der vorliegenden Arbeit ist Herr J. Wührl wesentlich beteiligt. Er begleitete den Verfasser wiederholt ins Gelände und half bei der Bergung von Belegstücken und bei der Entnahme von Gesteinsproben. Darüber hinaus sammelte er zahlreiche Vergleichsproben auf Blatt Teisendorf in eigener Regie auf. Sein reges Interesse und seine stete Hilfsbereitschaft seien hier dankbar vermerkt.

Herr Prof. Dr. E. Martini, Frankfurt a. M., untersuchte zahlreiche Mergelproben auf Nannoplankton und stellte seine Ergebnisse bereitwilligst zur Verfügung. Auch Herr Dr. H. Stradner, Wien, lieferte Angaben über die Nannofloren der Katzenloch-Schichten und ihrer Begleitgesteine. Herr Prof. Dr. J. Loeschke, Tübingen, berichtete ferner über die Untersuchung eines Serpentinit-Vorkommens im S des Katzenlochs, während Frau Dr. I. Draxler, Wien, den Fund von Hystrichosphaerideen in sandigen Mergeln der Katzenloch-Schichten mitteilte. Allen Genannten sei für ihre Mühe verbindlichst gedankt.

Für Diskussionsbeiträge ist der Verfasser insbesondere Herrn Doz. Dr. E. Ott zu Dank verpflichtet. Als weitere Gesprächspartner seien die Herren Dr. H. Bögel, Dipl.-Geol. R. Ebel, Dr. R. Förster, Dr. H. Gall, Prof. Dr. W.-D. Grimm, Dr. L. Happel, Prof. Dr. D. Herm, Dr. H. Risch, Dr. F. Traub und Dr. K. Weddige, alle München, dankbar angeführt. Bei einer gemeinsamen Begehung am 28. 4. 1978 wurden die Ergebnisse ferner mit den Herren Dr. K. H. A. Gohrbandt, S. Prey, H. Stradner, alle Wien, und Dr. R. Vogeltanz, Salzburg, diskutiert.

Vergleichsmaterial aus Bohrungen durch die Vorlandmolasse steuerte Herr Dr. M. Brockert, Hamburg, bei. Herr Dr. J. H. Ziegler, München, überließ dem Verfasser die Bohrung Kressenberg VII zur Auswertung. Herr Prof. Dr. A. v. Hillebrandt, Berlin, kam der Bitte um einen Vergleichsschliff aus dem Eozän des Reichenhaller Beckens nach. Auch hierfür herzlichen Dank!

Die Zeichnungen fertigte Herr Dr. K. Weddige mit viel Geschick an. Die photographischen Arbeiten wurden von Herrn F. Höck besorgt. Die Anfertigung von Dünnschliffen lag wie immer in den bewährten Händen von Herrn H. Mertel, der auch mehrfach im Gelände mitwirkte. Die Schlämmarbeiten wurden weitgehend von Herrn G. Fuchs durchgeführt. Beim Aufsammeln von Proben am 21. 10. 1977 war Herr cand. geol. B. Kästle behilflich. Auch diesen Helfern sei herzlich gedankt.

Nicht zuletzt schuldet der Verfasser seiner lieben Frau Dank, die verständnisvoll auf so manches gemeinsame Wochenende verzichtete.

B. Problemstellung

Das engere Untersuchungsgebiet wurde schon sehr früh im Schrifttum erwähnt (Flurl 1792, S. 195). Anlaß hierzu bot ein Vorkommen sedimentärer Eisenerze im Oberlauf des Katzenloch-Grabens, das durch einen Schurfstollen („Katzenloch") aufgeschlossen wurde. Der Versuchsbau scheint im ausgehenden 18. Jahrhundert angelegt worden zu sein, denn Flurl (1806, Anmerkung auf S. 100) schrieb: „Erst neulich hat man auch am Sulzberge, im sogenannten Gallon . . . Eisensteinlager entdecket" (vorgetragen im Jahre 1803). Eine wirtschaftliche Bedeutung scheint dieses Flöz indes nie besessen zu haben. So findet man bereits bei Gümbel (1861, S. 645)

die Bemerkung: „ein uralter, längst vergessener Bergbau". In der Erzmonographie Ziegler's (1975, S. 249) wurde dieses Vorkommen gleichfalls „zu den ältesten Bergbauen dieses Reviers" gezählt.

Fast alle Fundortangaben lauten „Gallon" oder „Galon". Lediglich Reis (1896, S. 42, 44) sprach vom „Katzenloch Bau" bzw. vom „Katzenloch-Flötz". Nach Flurl (1806, S. 80) lagen die benachbarten Gruben Fürstenzeche und St. Daniel am Riedl hingegen auf der östlichen Seite der Roten Traun.

Es sei schon jetzt festgehalten, daß das Katzenloch-Flöz für die späteren paläogeographischen Überlegungen von größter Bedeutung sein wird.

Die ersten Begehungen im Raum SE Siegsdorf führte der thüringische Schulmann Emmrich (1851, S. 12, 15) durch, der seine Sommerfrische wiederholt im Chiemgau verbrachte. Er erwähnte insbesondere die Lokalität Molberting (N des Katzenlochs) und das Maurer-Flöz (E der Roten Traun). Auf Anregung v. Zittel's nahm Böhm (1891, S. 23, 25—26) die ersten Profile auf; sein Hauptaugenmerk war freilich auf die Kreide und ihre Fossilien gerichtet. Im Jahre 1896 teilte Reis (1896, S. 44, 107, Abb. auf S. 106), damals Assistent am Kgl. Oberbergamt zu München, das Ergebnis seiner eingehenden Untersuchung dieses Gebietes mit. Seine zwar nicht immer leicht lesbare, aber inhaltsschwere Abhandlung bildet auch heute noch die Grundlage für die Faziesgliederung des helvetischen und ultrahelvetischen Ablagerungsraumes (vgl. hierzu das Referat von Philippi 1898, S. 453 usf.). Sie stellt einen Markstein in der Geschichte der Erforschung des bayerischen Alpenvorlandes dar. Seine geologische Karte erschien bereits 1895. Auch in einer ergänzenden Arbeit (Reis 1898 a, Profiltaf. 1, Fig. 3) fand der NE-Fuß des Sulzbergs Berücksichtigung.

Jahrzehnte später wurde das Gebiet von Nowak (1911, S. 58 usf.) und Boden (1930, S. 383) reambuliert. Schmidt-Thomé (1939) widmete sich vor allem der Erforschung des Flysches. Mikropaläontologische Untersuchungen führten den Verfasser (Hagn 1960, Fußn. 56 a auf S. 80—83; Fußn. 75 a auf S. 111) hingegen in den Unterlauf des Katzenloch- und Galon-Grabens, in späteren Jahren beliebte Exkursionsziele (Hagn 1961, S. 154—156, Abb. 6). Kleinere Beiträge sind außerdem in den Arbeiten von Hagn & Hölzl (1952, S. 19), Hagn (1955 b, Taf. 40, Bild 1) und Cicha, Hagn & Martini (1971, S. 287, 290) enthalten. Bei der Zusammenschau des Alttertiärs der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes (Hagn 1967) spielte das Untersuchungsgebiet ferner eine nicht geringe Rolle.

Freimoser (1972), ein Schüler Schmidt-Thomé's, befaßte sich erneut mit Schichtfolgen, Faziesentwicklung und Baustil von Flysch und Ultrahelvetikum. Seine Arbeit bietet neben einer detaillierten Geländeaufnahme vor allem in sedimentologischer Hinsicht eine Fülle von Beobachtungen. Ein Teil seiner Befunde bereichert die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, und zwar der Gradabteilungsblätter Nr. 8241 Ruhpolding (Freimoser in Doben 1970, S. 98 usf.) und Nr. 8242 Inzell (Freimoser in Doben 1973, S. 56 usf.). In diesem Zusammenhang seien auch die Ausführungen von de Klasz (in Ganss 1956) und von Ganss (1977) über die weiter im W gelegenen Gebiete angeführt.

Einen Leckerbissen besonderer Art stellen die Hachauer Schichten des höheren Maastrichts dar, deren Typlokalität im Katzenloch-Graben liegt (Reis 1896, S. 6 usf.). Ihre reiche Molluskenfauna fand in dem genannten Autor einen meisterhaften Bearbeiter (Reis 1897, 1898b). In späteren Jahren glaubte zwar Knipscheer (1957), das Alter der Hachauer Schichten als Paleozän festlegen zu können, doch wurde diese Ansicht vom Verfasser (Hagn 1960, Fußn. 56 a auf

S. 80—83; 1961, S. 154—156) widerlegt. Die Hachauer Schichten gelten als Zeuge für das Zurückweichen des helvetischen Meeres nach Süden während der jüngsten Oberkreide, da sie nur dem Südhelvetikum eigen sind, dem Nordhelvetikum hingegen fehlen (z. B. HAGN 1967, Tab.). Sie sind daher für die Paläogeographie des Alpenvorlandes von großer Bedeutung (vgl. hierzu HÖPFNER 1970, S. 93—94, 114 bis 116).

Das Untersuchungsgebiet birgt noch eine weitere geologische Kostbarkeit. Es sind dies die oligozänen Schönecker Fischschiefer, die aus der Literatur heute nicht mehr wegzudenken sind. Sie wurden von ihrem Entdecker (BÖHM 1891, S. 17) als „schwarzgrauer, dünnblättriger Mergelschiefer" mit *Meletta*-Schuppen, der „sich direct auf den Stockletten legt" (l. c., S. 23) beschrieben. Ihre Fundpunkte liegen im Habach und bei Schöneck.

Zum besseren Verständnis sei hier auf einige weitere Textstellen im Schrifttum kurz eingegangen.

REIS (1896, S. 149, vgl. hierzu S. 80, 144) ordnete die von BÖHM entdeckten Oligozän-Sedimente seiner Eisenärzter Fazieszone zu. Er selbst konnte sie im Gelände nicht nachweisen. REIS (l. c., S. 144) bemerkte hierzu: „Wir sehen uns plötzlich aus der Facies eines meerestieferen Globigerinenmergels in eine Seichtwasserfacies versetzt".

Nach über 40 Jahren machte TRAUB (1938, S. 25) erneut auf die Bedeutung der Schönecker Fischschiefer aufmerksam. Er warf insbesondere die Frage auf, „ob der Stockletten nicht noch von jüngeren Sedimenten überlagert war".

Es ist das Verdienst von DE KLASZ (in GANSS 1956, S. 68—69), die Schönecker Fischschiefer im Südast des Schönecker Seitengrabens wieder aufgefunden zu haben. Nach Ansicht dieses Autors sind sie von den liegenden Stockletten durch eine Sedimentationslücke getrennt. Er deutete diese Schichten als marine Flachwasserablagerungen, nahm also eine Transgression des Oligozäns über einen Teil des „Alpenkörpers" an. Die Schönecker Fischschiefer schließen nach DE KLASZ die Schichtfolge der nordhelvetischen Fazieszone nach oben ab (l. c., S. 4).

In seiner Darstellung der stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern trug der Verfasser (HAGN 1960, S. 106 usf.) alle verfügbaren Daten über die Schönecker Fischschiefer zusammen. Er versuchte, die von DE KLASZ vorgetragene Deutung zu widerlegen. Er hielt das in Rede stehende Schichtglied vielmehr für „Teile der Subalpinen Molasse, die bei der Überfahrung von Flysch, Ultrahelvetikum und Helvetikum auf Molasse im Süden zurückgeblieben sind, hochgeschuppt wurden und heute als tektonische Fenster inmitten der Buntmergelserie oder zwischen Südhelvetikum und Ultrahelvetikum ... auftauchen" (l. c., S. 110—111).

PAULUS (1964, S. 20, Tab. 3 auf S. 24—25) faßte die Schönecker Fischschiefer als Äquivalente der Fischschiefer der Vorlandmolasse auf und stufte sie in das oberste Sannois (höchstes Unteroligozän) ein.

Wenig später erörterte der Verfasser (HAGN 1967, S. 304) die Beziehungen der Schönecker Fischschiefer zu faziell ähnlichen Bildungen der Vorlandmolasse, der Faltenmolasse (Marienstein) und des kalkalpinen Beckens von Reit i. Winkl und Häring in Tirol (vgl. hierzu auch S. 299—300). Trotz dieser Vergleichsmöglichkeiten ließe „insbesondere die paläogeographische Stellung der Schönecker Fischschiefer noch einige Fragen offen".

In einer Gemeinschaftsarbeit lieferten CICHA, HAGN & MARTINI (1971, S. 287) Angaben über das Nannoplankton einer Stockletten-Probe aus dem Katzenloch-Graben und einer Probe der Schönecker Fischschiefer aus dem Galon-Graben. Erstere gehört der NP-Zone 19 (Priabon), letztere der NP-Zone 21 (tieferes Latdorf) an. Der geringe Altersunterschied bewog die Autoren, „mit einem primären Schichtverband" zu rechnen (l. c., S. 290).

Freimoser (1972, S. 27—31) berichtete von einem Fund von Oligozänmergeln im Leitenbach-Profil SE Teisendorf („Ramsau-Fenster"). Ähnlich wie an den Fundstellen der Schönecker Fischschiefer wird auch dieses Vorkommen von Buntmergeln des Ultrahelvetikums begleitet. Freimoser faßte die Buntmergelserie und das Oligozän als Sedimentationseinheit auf, d. h. er plädierte für eine „primäre enge Vergesellschaftung bzw. Abfolge ... im ursprünglichen Sedimentationsraum" (l. c., S. 31). Die tektonischen Verhältnisse seien ohnehin kompliziert genug.

Im Zusammenhang mit seiner tektogenetischen Deutung der nördlichen Molasse kam Fuchs (1976, S. 223) auch auf die Schönecker Fischschiefer zu sprechen. Sie „repräsentieren zusammen mit den randlich noch erscheinenden Rupel- und Chattschichten in ihre einstige Unterlage sekundär verschuppte Bestandteile der jetzt östlich des Chiemsees ausklingenden JIM". JIM steht hier für „Jüngere Innere Molasse" (l. c., S. 215). Es sei hier am Rande bemerkt, daß die Ausführungen von Fuchs noch schwerer zu lesen sind als die klassische Arbeit von Reis (1896).

Die jüngsten Mitteilungen über die Schönecker Fischschiefer stammen aus der Feder von Ganss (1977, S. 60—63). Im Rahmen seiner Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8141 Traunstein ging der genannte Autor nochmals ausführlich auf dieses kontroverse Schichtglied ein. Besonders wichtig erscheint der Hinweis auf einen stratigraphischen Kontakt zwischen Stockletten und Oligozän (Abb. 12). Die Schönecker Fischschiefer wurden im übrigen, wie schon von de Klasz (in Ganss 1956), in die nördliche Fazieszone des Helvetikums gestellt (l. c., S. 42).

Aus dieser kurzen Übersicht erhellt, daß die Schönecker Fischschiefer wiederholt für die Deutung der Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum herangezogen wurden. Nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse ist die Transgressions-Hypothese (de Klasz in Ganss 1956) wenig wahrscheinlich. Dasselbe gilt für die Vorstellung eines aus der überschobenen Molasse losgelösten und hochgespießten Schichtglieds (Hagn 1960). Bleibt also die Beobachtung Böhm's (1891), nach der die Schönecker Fischschiefer unmittelbar auf Stockletten ruhen. Sie wurde in jüngster Zeit von Ganss (1977) bestätigt.

Ein ungestörter Schichtverband beider Ablagerungen und das Fehlen einer nennenswerten Schichtlücke lassen den Schluß zu, daß auch die Schönecker Fischschiefer Sedimente eines tieferen Meeres sind. Wenn also diese Schichten von manchen Autoren für Molassebildungen im engeren oder weiteren Sinn gehalten wurden, dann wäre an einen Übergang von Molasse in Helvetikum in einem tiefen Trog zu denken. Das würde bedeuten, daß die Suche nach einer südlichen Rand- bzw. Strandfazies, wenigstens im Bereich des Helvetikums, müßig wäre.

Diese Überlegung harmoniert mit dem Bestreben moderner Autoren, die Entstehung der Molasse mit dem orogenetischen Geschehen im alpinen Rückland kausal zu verbinden. Alpen und Molasse stellen nicht zwei voneinander unabhängige Einheiten dar, sondern sie sind durch ihre Geschicke eng miteinander verknüpft. Auf die genetischen Beziehungen zwischen den beiden Ablagerungsräumen ging in jüngster Zeit Lemcke (1973, S. 19 usf.) ein; er stellte die Molasse zum „großtektonischen Inventar" der Alpen. Der genannte Autor konzipierte die Molasse als Großmulde, deren Basisschichten im N (Vorlandmolasse) und im S (kalkalpines Tertiär, z. B. Unterinntal) auf Mesozoikum transgredierten, während in der Mitte, im Bereich des Trogtiefsten, die „Flyschmolasse" abgelagert wurde. Nach Fuchs (1976, S. 214) setzte die Molassesedimentation im helvetischen Trog bereits im Obereozän ein, „wenn auch zunächst in helvetischer, dann in Flysch- und schließlich in eigentlicher Molassefazies".

Folgt man den genannten Autoren, dann darf man die Schönecker Fischschiefer getrost als Molasse interpretieren. Man wird in dieser Ansicht noch durch einen mehr oder weniger deutlichen Fazieswechsel bestärkt. Auf die gewöhnlich ungebankten, stückig brechenden Stockletten folgen im Profil plattige, feingeschichtete, feinstsandige, feinglimmerige Mergel, die häufig genug eine charakteristische bläulichgraue Farbe aufweisen. Freilich bleibt, zumindest vorerst, noch ungewiß, ob man in der Tat von einem Übergang Helvetikum/Molasse sprechen kann oder ob man nicht besser zwischen beiden eine Grenze ziehen sollte, die mit der Wende Priabon/Latdorf einigermaßen zusammenfällt. Diese Unsicherheit wird in der Darstellung von Bögel & Schmidt (1976) besonders augenfällig. So reicht das Helvetikum in Tab. 2 auf S. 24 bis in das Obereozän, während die Stockletten in Tab. 3 auf S. 48 in oligozäne Fischschiefer (mit Fragezeichen versehen) übergehen. Schließlich dauerte die Sedimentation im helvetischen Trog nach Tab. 8 auf S. 196 mit Unterbrechung bis in das tiefste Latdorf an.

Es ist noch eine weitere Einschränkung zu machen. Der Molasseraum wird heute ganz allgemein als Vortiefe oder Randsenke aufgefaßt, die den Schutt der im Süden aufsteigenden Alpen aufgenommen hat. Abtragungsprodukte des alpinen Rücklandes sind mit dem Begriff der Molasse unlösbar verbunden. Dieser Schutt aber scheint den feinkörnigen Schönecker Fischschiefern zu fehlen. Eine eingehende Analyse dieser Schichten von M. Salger (in Ganss 1977, S. 62) erbrachte zwar einen Karbonatanteil von 55 %, von dem „schätzungsweise 4/5 . . . detritärer Herkunft“ ist. Das Verhältnis von Dolomit zu Kalzit (2 % Dolomit, 53 % Kalzit) entspricht aber nicht der Zusammensetzung kalkalpiner Geröllfluren, in denen Dolomit die Vormacht besitzt.

Um besser urteilen zu können, sei hier noch kurz auf die Vorlandmolasse eingegangen. Seit Heermann (1954, S. 17) weiß man, daß an der Basis der konventionellen Molasseserie obereozäne Sedimente auftreten, welche dem mesozoischen Untergrund transgressiv auflagern (vgl. hierzu Oschmann 1957, S. 693; 1963, S. 10 bis 11). Die erste paläontologische Bearbeitung von Bohrkernen dieser Schichten wurde von H. K. Zöbelein und F. Oschmann (in Heermann 1954) durchgeführt. Später kamen die Angaben von Hagn (1957, S. 694; 1960, S. 70—71) und J. H. Ziegler (in L. Kraus 1968, S. 41 usf.) hinzu. Über diesen Basisschichten folgen Lithothamnienkalke und Fischschiefer; letztere wurden von allen Autoren in das Unteroligozän eingestuft (Abb. 2). Man verglich sie nicht selten mit den Schönecker Fischschiefern. Das Rupel beginnt mit den sog. Hellen Mergelkalken, die schließlich von Bändermergeln und Tonmergeln abgelöst werden.

Schmidt-Thomé (1957, S. 232) wies wohl als erster mit Nachdruck darauf hin, daß sich die Subalpine Molasse eng an die Schichtfolge des Helvetikums anschließt. Er nahm ferner ein Wandern der Trogachse nach N an. In übereinstimmender Weise äußerte sich auch der Verfasser in verschiedenen Arbeiten (Hagn 1957, S. 694; 1960, S. 165 usf.; 1967, S. 277—278). Zuletzt gab Lemcke (1973, S. 13, 19, Fig. 10 auf Beilage 1) einen erschöpfenden Überblick über Schichtbestand und Entwicklung des im N an das Helvetikum anschließenden Molassebeckens (vgl. hierzu auch Lemcke 1977 und Kollmann 1977).

Das Priabon der Vorlandmolasse ist noch frei von alpinem Schutt. Die ersten Anzeichen einer Schüttung aus dem Süden machen sich nach Füchtbauer (1964, S. 204) in den Fischschiefern bemerkbar. Kalkalpine Komponenten sind in den Deutenhausener Schichten (Latdorf, Faltenmolasse des Westens) mit Sicherheit

nachgewiesen. Ab Rupel gehören die Abtragungsprodukte der Alpen schließlich zu den alltäglichen Erscheinungen.

Es erhebt sich nun die Frage, wohin die Grenze Helvetikum/Molasse im Bereich des Vorlandes gelegt werden soll. Der Verfasser (Hagn 1960, S. 165) war davon überzeugt, „daß die Schichtfolge der Molasse mit obereozänen Ablagerungen beginnt“. Paulus (1964, S. 15, Tab. auf S. 24—25) ließ hingegen die Molassesedimentation erst mit den Tonmergeln des Rupels beginnen. Alle älteren Ablagerungen entstammen seiner Meinung nach einem „Vormolasse-Meer“. Auch Lemcke (1973, S. 19) empfahl, Priabon und Sannois (= Latdorf) „gemeinsam zu betrachten“ und sie den jüngeren Molassesedimenten gegenüberzustellen.

Kommen wir auf die Schönecker Fischschiefer zurück. Es wurde gezeigt, welche Schwierigkeiten sich einer Deutung der obereozän-unteroligozänen Sedimente des Alpenvorlandes in den Weg stellen. Dabei ist ihre eingehende Kenntnis die Voraussetzung für die Entschlüsselung und Datierung von Krustenbewegungen, die im Schrifttum als Pyrenäische Phase bekanntgeworden sind. Aus den vorangegangenen Ausführungen geht aber hervor, daß die Schönecker Fischschiefer nicht alle Merkmale aufweisen, um mit ihrer Hilfe den Ursprung der Molasse im S voll aufhellen zu können.

Hier kommt die Entdeckung der K a t z e n l o c h - S c h i c h t e n wie gerufen. Sie sind etwas älter als die Schönecker Fischschiefer, besitzen ebenfalls eine molasseähnliche Fazies und — f ü h r e n d e n e r s t e n k a l k a l p i n e n S c h u t t. Sie können daher mit Fug und Recht als echte Molasse betrachtet werden. Mit ihrer Hilfe wird es auch gelingen, die paläogeographische Stellung der Schönecker Fischschiefer noch mehr als bisher aufzuklären und zu festigen.

Das Typusprofil der Katzenloch-Schichten liegt auf Gradabteilungsblatt Nr. 8142 Teisendorf (R 45 51 230, H 52 96 560). Seine Entfernung vom Molassesüdrand beträgt etwa 2,3 km, der Abstand von der Grenze Flysch/Kalkalpin bemißt sich auf 4,6 km. Die Katzenloch-Schichten nehmen damit eine zentrale Lage im Alpenvorland zwischen Inn und Salzach ein (Abb. 1).

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß das engere Untersuchungsgebiet eine Fülle von Beobachtungen ermöglicht, die den lokalen Rahmen sprengen und für die gesamte Alpengeologie von großer Bedeutung sind. Die zahlreichen Schichtglieder, die in Dünnschliffen oder Schlämmproben untersucht werden können, machen das Gebiet zu einem Dorado für den Mikropaläontologen. Megafossilien sind, von Ausnahmen abgesehen, hingegen sehr selten. Das Geländebild wird von meist grauen, eintönigen Mergeln geprägt, in das wenigstens die ultrahelvetische B u n t m e r g e l s e r i e einige Farbtupfer bringt.

Um die Fertigstellung der vorliegenden Arbeiten nicht zu verzögern, wurde vorerst auf eine Detailkartierung verzichtet. Es sollte versucht werden, die Katzenloch-Schichten in das Schrifttum einzuführen, bevor die an einer Forststraße gelegenen Aufschlüsse wieder verfallen sind. Es war außerdem nicht möglich, den gesamten Fossilbestand aller Proben vom Maastricht bis zum Latdorf zu erfassen; es konnten nur die altersweisenden Faunenelemente berücksichtigt werden. Die vorliegende Arbeit trägt daher den Charakter einer vorläufigen Mitteilung.

C. Die Katzenloch-Schichten und ihre geologische Umrahmung

1. Erläuterung einiger wichtiger Begriffe

Reis (1896) war der erste, der die Mosaiksteinchen der zahllosen Aufschlüsse im Raum zwischen Bergen und Teisendorf zu einem paläogeographischen Bild zusammenfügte. Neben Bergwerken und Steinbrüchen berücksichtigte er auch den kleinsten Bachanriß. Er gliederte den Ablagerungsraum in einzelne Fazieszonen, deren Anordnung von N nach S erfolgte. Es sind dies die Adelholzener, Eisenärzter, Kressenberger und Sandnock-Zone. Das Meer des Alttertiärs brandete nach Reis im Norden an das vindelizische Ufer, während es im Süden buchtartig in das kalkalpine Gebirge eindrang (z. B. Reis 1898 a, Profiltaf. 2, Fig. 5). Dementsprechend unterschied Reis eine nördliche vindelizische Fazies von einer weiter im Süden gelegenen pelagischen Ausbildung. Er prägte damit die auch heute noch gültige Vorstellung eines asymmetrischen Trogs, der seine größte Tiefe in Alpennähe aufwies.

In späteren Jahren nahm Reis (1922, S. 238) zwei Becken an. Das nördliche nannte er vindelizisch, das südliche subalpin. Der vindelizische Ablagerungsraum entspricht unserem heutigen Helvetikum. Er ist nach Reis zweigeteilt: der Nordbereich enthält als Leitgestein die Adelholzener Schichten, während der südliche Anteil durch Erzbildungen gekennzeichnet ist. Aus dem subalpinen Becken sind hingegen die „Nierentaler“ Schichten und der Flysch hervorgegangen. Es sei vorweggenommen, daß die Nierentaler Mergel in der Fassung von Reis ein bezeichnendes Schichtglied des Ultrahelvetikums darstellen.

Der von dem Schweizer Geologen Studer im Jahre 1827 aufgestellte Begriff Flysch wurde im bayerischen Schrifttum schon sehr frühzeitig verwendet, obwohl oder gerade weil er den Autoren die meisten Rätsel aufgab. Der Ausdruck Helvetikum ist dagegen ein Kind unseres Jahrhunderts. Er entstand im Zusammenhang mit großtektonischen Überlegungen, insbesondere durch die Übertragung der Deckentheorie auf die Ostalpen. Von ausschlaggebender Bedeutung war hierbei der Vergleich mit entsprechenden Ablagerungen der Schweiz. So beschrieb bereits Imkeller (in Dacqué 1912, S. 244 usf.) im Gebiet des Schliersees eine „helvetische“ Kreide; sie wurde jedoch von Dacqué (l. c., S. 273) noch für eine normale Einlagerung in Flysch gehalten. Erst Hahn (1913, S. 533) erkannte die Selbständigkeit des Helvetikums, wie er diese Einheit nannte[1]). Es dauerte allerdings noch viele Jahre, bis sich die helvetische Zone einer allgemeinen Wertschätzung erfreuen konnte (z. B. Boden 1930, S. 14 usf.). Ein weiterer Fortschritt ist in der Unterscheidung einer nördlichen und einer südlichen Fazieszone des Helvetikums zu erblicken (M. Richter 1937, S. 156 usf.). Der einheitliche Gebrauch des ebenfalls aus der Schweiz stammenden Begriffs Ultrahelvetikum ist schließlich noch jünger; er geht auf die Vorstellungen des Verfassers (1960, S. 87 usf.) zurück.

---

[1]) Die Priorität gebührt indes Nowak (1911, S. 59), der „den Begriff des Helvetikums, welcher in den letzten Zeiten nicht immer richtig aufgefaßt wurde“, auf das Siegsdorfer Gebiet übertrug. „Ich nenne nur diese Eozän- und Kreide-Schichten helvetisch, die in normaler Stellung, höchstens in Schuppen zerlegt, nördlich von der Gruppe Flysch-Nierentalschichten (eventuell auch Eozän) liegen und unter diese einschießen, bezw. diese unterlagern“ (l. c., S. 60).

Aus alledem ergibt sich eine Gliederung in folgende paläogeographisch-tektonische Einheiten:

Molasse (im N)

Helvetikum

Nordhelvetikum (Adelholzener Fazieszone)
Südhelvetikum (Eisenärzter, Kressenberger und Sandnock-Zone)

Ultrahelvetikum

Nordultrahelvetikum
Südultrahelvetikum

Flysch (im S)

Die anschließenden Ausführungen bauen auf den zusammenfassenden Darstellungen des Verfassers (1960, 1967) auf. Sie berücksichtigen vor allem die neueste Literatur. Aus Raumgründen ist eine Beschränkung auf Helvetikum und Ultrahelvetikum unerläßlich. Auf Molasse, Flysch und Kalkalpin wird in späteren Abschnitten dieser Arbeit eingegangen werden.

a. Adelholzener Fazieszone

Die nordhelvetische Fazieszone liegt zwar außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes, doch wird auf sie im Rahmen von paläogeographischen Überlegungen noch mehrfach zurückzukommen sein. Ihr markantestes Schichtglied sind die Adelholzener Schichten (Reis 1896, S. 24 usf.), von denen diese Zone ihren Namen erhielt. Sie ziehen von ihrer Typlokalität im Höllgraben bei Bad Adelholzen (SW Siegsdorf) über Spirka (Hagn 1960, S. 15 usf.) nach Molberting im Tal der Roten Traun; dort schließen sie im Norden an die Eisenärzter Zone des Galon- und Wolfsberg-(Wollsberg-)Grabens an. An der zuletztgenannten Lokalität scheinen die Adelholzener Schichten auf die Eisenärzter Fazieszone überzugreifen (Reis 1896, S. 28). Dies kann nicht verwundern, da die Transgression des alttertiären Meeres aus dem Süden kam. Übergänge zum Nebengestein des Südhelvetikums sind daher geradezu zu erwarten.

Innerhalb der Adelholzener Schichten kann vom Liegenden zum Hangenden ein Fazieswechsel beobachtet werden, der eine Eintiefung des Meeres anzeigt. Es können daher Untere, Mittlere und Obere Adelholzener Schichten unterschieden werden. Erstere leiten die Transgression ein; sie sind sandig-glaukonitisch ausgebildet und führen, sieht man von Großforaminiferen ab, verhältnismäßig wenig Fossilien. Infolge ihrer weichen Beschaffenheit sind sie gewöhnlich nicht aufgeschlossen. Es ist daher schwierig, die Überwältigung des nordhelvetischen Raums durch das mitteleozäne Meer genau zu datieren; dies gilt auch für den Chiemgau. In Abb. 2 wurde das Einsetzen der Adelholzener Schichten etwas über die Unterkante des Lutets gelegt, um die wenn auch geringen Altersunterschiede gegenüber faziell ähnlich ausgebildeten Ablagerungen des Südhelvetikums (Nebengestein) besser hervorzuheben (vgl. hierzu Hagn 1967, S. 279, ferner Tab.; Hagn & Wellnhofer 1972, Abb. 6 auf S. 15). Ganz allgemein kann gesagt werden, daß ein und dieselbe Fazies in der jeweils nördlich benachbarten Fazieszone in etwas jüngeren Schichten auftritt. Diese Fazieswanderung wurde durch die nach Norden fortschreitende Transgression und die damit verbundene Verlagerung des Trogtiefsten bedingt.

		HELVETIKUM			MOLASSE
		KRESSENBERGER F.	EISENÄRZTER F.	ADELHOLZENER F.	OSTMOLASSE
OLIGOZÄN	LATDORF		Schönecker Fischschiefer		Fischschiefer, Lithothamnienk., Sandsteine u. Mergel
EOZÄN	PRIABON	Katzen=loch-Schichten	Stockletten, bankweise Lithothamnienkalke		
	BIARRITZ LUTET	Nebengestein Schwarzerz-Schichten	Äquivalente der Kressenberger Schichten	Adelholzener Schichten	
	CUIS	Mittelschichten Roterz-Schichten			
PALEOZÄN	ILERD	Lithothamnien-Schuttkalke u. Schmalflöz-Schichten	vorwiegend Sandsteine		
	LANDEN MONT DAN	Schwarze Mergel u. Sandsteine			
OBER-KREIDE	MAASTRICHT	Hachauer Schichten	Gerhartsreiter Schichten		

Abb. 2: Vergleichende stratigraphische Tabelle des Helvetikums und der Ostmolasse.

Die Mittleren Adelholzener Schichten sind durch ein Massenvorkommen von *Nummulites millecaput* Boubée, *Assilina exponens* (Sow.) und großen Discocyclinen gekennzeichnet. Sie bilden das Rückgrat des nordhelvetischen Mitteleozäns. Die an Großforaminiferen so überaus reichen Ablagerungen wittern gewöhnlich aus den sie umgebenden weichen Hüllgesteinen heraus und sind daher im Gelände leicht aufzufinden. Die weniger widerstandsfähigen mergeligen, häufig schwarzen Oberen Adelholzener Schichten zeigen sich hingegen seltener zugänglich. Die besten Aufschlüsse liegen derzeit im Westteil des Rohrdorfer Zementbruchs bei Neubeuern am Inn. Ein eindrucksvolles Vorkommen konnte ferner am 1. 5. 1978 im Gschliefgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) unter Führung von Herrn Dr. S. Prey, Wien, besichtigt werden.

Die Adelholzener Schichten folgen transgressiv auf Obere Kreide. Die nordhelvetische Fazieszone ist daher durch eine Schichtlücke ausgezeichnet, welche die jüngste Oberkreide sowie das Paleozän und Untereozän umfaßt. Während dieser Zeit wurde das nördliche Vorland zu einer Fastebene abgetragen. Diese Erscheinung ist nicht lokaler Natur, worauf schon Reis (u. a. 1922, S. 238) hinwies. Entsprechende Ablagerungen trifft man z. B. am Rebellionshügel bei Agathazell im Grüntenvorland (Allgäu) an. Dieselben Verhältnisse herrschen auch in der Ostschweiz (Herb 1965, Abb. 1 auf S. 138). Hier werden die Adelholzener Schichten „Assilinengrünsand“ und „Complanatakalk“ genannt. In Österreich lassen sie sich immerhin bis zum Gschliefgraben verfolgen (s. oben).

In den letzten zwanzig Jahren wurde das Nordhelvetikum wiederholt mit der Entstehung des Molassetrogs in Zusammenhang gebracht (vgl. hierzu S. 175). Nach

Lemcke (1973, S. 22) wird die nordhelvetische Schichtfolge von der „Flyschmolasse" abgelöst, die möglicherweise bis in das Chatt andauerte. In jüngster Zeit sprach Fuchs (1976, S. 213, 237) von einem „Tiefseegraben" im Bereich des Nordhelvetikums. Dieser Ausdruck scheint wohl etwas übertrieben, auch wenn die hangenden Stockletten eine beträchtliche Absenkung des Meeresbodens anzeigen. In diesem Zusammenhang sei allerdings darauf hingewiesen, daß in obereozänen Sedimenten des Rohrdorfer Bruchs bei Neubeuern am Inn Anzeichen von Flyschfazies erkannt werden konnten (z. B. Hagn 1973, S. 173, 178).

b. Eisenärzter Fazieszone

Nach Reis (1896, S. 26 usf.) treten Gesteine dieser Fazieszone bei Eisenärzt im Tal der Weißen Traun, im Wolfsberg- und Galon-Graben sowie nördlich der Linie Neukirchen-Achthal-Oberteisendorf auf. Die Aufschlüsse an der Typlokalität (Blatt Ruhpolding) wurden zuletzt von Ganss (1977, S. 45) behandelt. Alle übrigen Vorkommen harren noch einer eingehenden Neubearbeitung.

Da die Schönecker Fischschiefer nach Reis (1896, S. 149) im Bereich der Eisenärzter Fazieszone liegen, gewinnt auch dieser Ablagerungsraum für die vorliegende Arbeit an Bedeutung. Er ist durch das Auftreten erzhaltiger Schichten als Südhelvetikum ausgewiesen. Diese sind aber erzärmer als die Kressenberger Schichten, so daß die Unterscheidung von Roterz und Schwarzerz Schwierigkeiten bereitet oder ganz unmöglich ist. Aus diesem Grund wurden die zeitlich entsprechenden Ablagerungen in Abb. 2 als „Äquivalente" der Kressenberger Schichten bezeichnet. Auf die Übergänge zwischen Adelholzener Schichten und Nebengestein wurde bereits hingewiesen (S. 178). Hervorzuheben ist ferner die große Mächtigkeit der Lithothamnienkalke, welche den Stockletten eingelagert sind (Reis 1896, S. 80). Hierher ist u. a. auch das Vorkommen im „Salinenbruch" bei Schöneck zu rechnen.

In jüngster Zeit kam noch ein neuer Gesichtspunkt hinzu. Im Rahmen einer Neubearbeitung der Kreide-Tertiär-Grenzschichten im mittleren Allgäu gelangte Höpfner (1970) zu der Erkenntnis, daß vollständige Profile vom Maastricht bis in das ältere Tertiär nur in der mittleren und südlichen Fazieszone des Südhelvetikums anzutreffen sind. Weiter im Norden klaffe eine Schichtlücke, welche Teile des Oberen Maastrichts sowie das Untere und Mittlere Paleozän umfaßt. Die Grenze zwischen beiden Ausbildungen läge „etwa zwischen Kressenberger und Eisenärzter Fazieszone" (l. c., S. 118). Diese Schichtlücke wird im Süden durch die Dreiangelserie ausgefüllt (l. c., S. 117), deren Typlokalität SE des Grünten (Allgäu) liegt. Im Osten unseres Gebietes, am Haunsberg N Salzburg, wird der genannte Zeitraum durch die Oichinger Schichten (z. B. Gohrbandt 1963, S. 19 usf.) vertreten. In Abb. 2 wurde für diesen Profilbereich die neutrale Bezeichnung „schwarze Mergel u. Sandsteine" verwendet.

Die Ansicht Höpfner's wird durch die Schichtfolgen des Helvetikums von Neubeuern am Inn (Hagn 1973, S. 199) und W von Bad Tölz (Datta 1973, Ms.) gestützt. In beiden Gebieten fehlen Ablagerungen aus dem Zeitbereich Dan-Landen. Die aus dem Süden kommende Transgression setzte erst mit dem Ilerd ein. Die genannten Vorkommen wurden daher der Eisenärzter Fazieszone zugeordnet, zumal ihr Erzgehalt verhältnismäßig gering ist. Auch in der Ostschweiz lassen sich entsprechende Beobachtungen machen (Herb 1965, Abb. 1 auf S. 138). So könnte man z. B. die „Einsiedler Nummulitenkalke" gleichfalls einer nördlichen Fazieszone des

Südhelvetikums zuweisen, da sie von der liegenden Kreide durch eine Schichtlücke getrennt sind.

Im Bereich des Wolfsberg-Grabens muß der Hiatus an der Wende von Kreide zu Tertiär erst noch durch mikropaläontologische Untersuchungen bestätigt werden. Seine Berücksichtigung in Abb. 2 dieser Arbeit ist daher vorläufig hypothetisch.

c. Kressenberger Fazieszone

Die klassischen Profile wurden durch Reis (1896, S. 31 usf.) eingehend dargestellt. Die Kressenberger Schichten s. str. umfassen Roterz, Mittelschichten, Schwarzerz und Nebengestein (vgl. hierzu Hagn & Wellnhofer 1972). Am Kressenberg ist die Schichtlücke zwischen Kreide und Tertiär bereits geschlossen (Hagn 1960, S. 85—86; 1967, S. 269—270). Dasselbe gilt für den Haunsberg N Salzburg (Gohrbandt 1963, S. 23—24). Eine eingehende Faziesanalyse von Roterz, Mittelschichten und Schwarzerz („Sublitoral“) des zuletzt genannten Gebiets ist neuerdings Vogeltanz (1970) zu verdanken.

Nach Reis (1896, S. 44; 1898 a, Profiltaf. 1, Fig. 3) gehört das südhelvetische Profil des Katzenlochs der Kressenberger Fazieszone an.

d. Sandnock-Zone

Im S und SW des Kressenbergs treten Ablagerungen auf, welche sich durch Sandreichtum und Erzarmut auszeichnen (Reis 1896, S. 51 usf.). Die Profilbeschreibung läßt auf wohlentwickeltes Paleozän schließen. Die Erzschichten zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit der Eisenärzter Ausbildung. In ihrem Hangenden wurden Gesteine beobachtet, die durch ihren Überfluß an Assilinen an Adelholzener Schichten erinnern (Reis 1896, S. 54; 1922, S. 237). Die den Stockletten eingeschalteten Lithothamnienkalke liegen als plattige Bänkchen eines feinkörnigen Algenschuttkalks vor (l. c., S. 80, 102).

Die Sandnock-Fazies, „ein südlichster Zug von Nummulitenschichten“, wurde von ihrem Autor vom Sandnock und aus den vorgelagerten Gräben beschrieben. Sie scheint keine lokale Ausbildung zu sein, zumal sie wohl meist tektonisch unterdrückt ist. So konnte sie auch bei Mattsee im Österreichischen wiedererkannt werden (l. c., S. 55 usf.). In diesem Zusammenhang wäre auch zu prüfen, ob der Hochstein am Heuberg NE Salzburg sowie die „Rote Kirche“ im Gschliefgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) mit der Sandnock-Fazies in Beziehung gebracht werden dürfen. Beide Vorkommen tauchen als tektonische Fenster nahe des Südrands der Flyschzone auf, nehmen also in ihrer heutigen Stellung eine sehr südliche Lage ein. Auch ihre Gesteine sind arm an Eisenerz.

Eine geplante Neuuntersuchung hat folgende Ziele: Einmal sollen mit Hilfe von mikropaläontologischen Arbeitsmethoden die bathymetrischen Verhältnisse untersucht werden, wobei auch die Frage der Erzbildung und -verdriftung eine Rolle spielt. In diesem Zusammenhang wird auf die Prävindelizische Inselschwelle im Sinne von Traub (1953, S. 33) und Vogeltanz (1970, S. 431, Abb. 14 auf S. 435) zurückzukommen sein. Von nicht geringerer Bedeutung ist schließlich die Suche nach den Äquivalenten der Katzenloch-Schichten, die auch östlich der Roten Traun erwartet werden können (vgl. hierzu S. 215).

e. Zur Fortsetzung der helvetischen Zone nach Österreich

In der neuesten Literatur (Bögel & Schmidt 1976, S. 42, Abb. 7 auf S. 36; Fuchs 1976, S. 237) wurde die Ansicht vertreten, das Helvetikum fände östlich der Salzach seine natürliche Begrenzung. Schuld daran sei das Landshut-Neuöttinger Hoch, eine herzynisch streichende schwellenartige Aufragung des kristallinen Untergrunds, welche die bayerische Vorlandmolasse in einen Nord- und einen Südteil gliedert (z. B. Heermann 1954, S. 11—12, Abb. 3 auf S. 13).

Dieser Vorstellung ist entgegenzuhalten, daß typisches Nord- und Südhelvetikum bis zum Gschliefgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) nachgewiesen ist (vgl. hierzu M. Richter & Müller-Deile 1940, S. 423). So lassen sich die prachtvoll entwickelten Adelholzener Schichten der genannten Lokalität von den Vorkommen im Rohrdorfer Bruch bei Neubeuern am Inn in keiner Weise unterscheiden. Es ist daher anzunehmen, daß sie sogar noch weiter nach Osten reichen, heute aber tektonisch verhüllt sind. Nach Ansicht des Verfassers ist das Landshut-Neuöttinger Hoch für die Paläogeographie des Helvetikums jedenfalls ohne jede Bedeutung.

f. Zur Faziesgliederung des Helvetikums in Österreich

Ausgehend von einigen österreichischen Vorkommen der helvetischen Zone gelangte Prey (1975, S. 2 usf.) zu der Überzeugung, daß die Adelholzener Fazieszone nicht nördlich, sondern südlich des „Südhelvetikums" beheimatet sei. Sein Urteil stützt sich hauptsächlich auf die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden am Traunsee. Er leitete den Limonitgehalt des Roterzes von einem Liefergebiet im NE ab. Während der Sedimentationsablauf im älteren Tertiär in den einzelnen Gebieten sehr unterschiedlich gewesen sei, kam es seiner Meinung nach im Lutet zu einer weitflächigen Überflutung. Nach Prey ist daher eine starre Faziesgliederung in der hier skizzierten Form nicht berechtigt (l. c., S. 6).

Die Frage, ob die Adelholzener Schichten nicht doch im Süden der Erzserie abgelagert wurden, warf bereits Schlosser (1925, S. 201) auf. Für das Gebiet westlich der Iller im Allgäu bejahte er sie sogar. Es darf hierzu bemerkt werden, daß der genannte Autor den Bolgen mit seinen granitführenden Konglomeraten des ultrahelvetischen Wildflysches mit dem Vindelizischen Land verwechselte und die komplizierte Tektonik dieses Gebietes nicht berücksichtigte. Auch im Gschliefgraben am Nordfuß des Traunsteins (Kalkalpin) verwirrt der Baustil auf den ersten Blick. Hier werden die Adelholzener Schichten mitsamt den sie begleitenden Gerhartsreiter Schichten des höheren Untermaastrichts im Norden von der ultrahelvetischen Buntmergelserie ummantelt, obwohl der Ablagerungsraum der zuletztgenannten Schichten ursprünglich im Süden des Nordhelvetikums lag. Beide Bereiche waren einst „meilenweit" voneinander getrennt, während sie heute infolge der Raumverengung durch die alpine Orogenese eng benachbart sind. Weiter im Westen, im Gebiet von Siegsdorf, bei Neubeuern am Inn, im Zementstollen von Marienstein und selbst im Grüntenvorland liegt die Adelholzener Fazieszone immer nördlich von Südhelvetikum und Ultrahelvetikum. Es sei noch vermerkt, daß auch die Adelholzener Schichten des Gschliefgrabens im Norden der „Roten Kirche" und damit der erzführenden Schichten aufgeschlossen sind.

Als Einwand gegen die Selbständigkeit des Nordhelvetikums könnte angeführt werden, daß die Fazies der Adelholzener Schichten auch im Lutet des Südhelveti-

kums, nämlich in der Eisenärzter und in der Sandnock-Zone, beobachtet wurde (s. oben). Darüber hinaus erinnert auch das Nebengestein der Kressenberger Fazieszone, wenigstens örtlich, an die Adelholzener Schichten. Alle diese Vorkommen sind zweifellos Ablagerungen ein und desselben Meeres. Die Fazieszugehörigkeit kann aber unschwer aus dem Charakter des Liegenden (Schichtlücke oder Erzschichten) ermittelt werden.

Die Adelholzener Fazies tritt im übrigen örtlich sogar im tieferen Untereozän des Südhelvetikums auf. So sammelte der Verfasser am Südhang der „Roten Kirche" (Roterz) ein Handstück eines grünlichgrauen Assilinenkalks auf, der selbst mit Hilfe einer Lupe kaum von Mittleren Adelholzener Schichten zu unterscheiden war. Im Dünnschliff konnte hingegen *Gypsina ogormani* (Douv.), eine krustenbildende Foraminifere, erkannt werden, welche für den Zeitbereich Paleozän-Untereozän leitend ist. Die Mittleren Adelholzener Schichten desselben Grabens sind dagegen durch *Gypsina linearis* (Hanzawa), eine Art des Mittel- und Obereozäns, ausgezeichnet. Daraus erhellt, daß allfällige Fragen durch den Einsatz mikropaläontologischer Arbeitsmethoden rasch geklärt werden können. Die hier dargelegten Beobachtungen und Befunde gehen im übrigen auf eine gemeinsame Begehung zurück, die Herr Dr. S. Prey am 1. 5. 1978 dankenswerterweise führte.

Kommen wir zum Schluß der Betrachtung. Es bleibt festzuhalten, daß das Zusammenvorkommen von transgressivem Mitteleozän im N und Erzschichten im S von der Schweiz über Bayern bis nach Oberösterreich verfolgt werden kann. Dieses einmalige Phänomen läßt sich nur durch ein regional gültiges Denkschema erklären. Es muß angenommen werden, daß die paläogeographischen Voraussetzungen im Osten und im Westen einander entsprochen haben. Dies schließt nicht aus, daß gebietsweise örtlichen Gegebenheiten Rechnung getragen werden muß. Als nachahmenswertes Beispiel sei in diesem Zusammenhang die Faziesanalyse des Südhelvetikums am Haunsberg N Salzburg durch Vogeltanz (1970) angeführt.

g. Nordultrahelvetikum

Die nordultrahelvetische Fazieszone wird fast ausschließlich aus sehr feinkörnigen, pelitischen Gesteinen aufgebaut. Sie zeigen eine ähnliche Ausbildung wie die pelagischen Sedimente des Helvetikums (z. B. Pattenauer Schichten, Stockletten). Von diesen unterscheiden sie sich jedoch durch das häufige Auftreten bunter Farbtöne, die dem Helvetikum, von den Seewerschichten des Turons abgesehen, fremd sind. Nicht selten sind sie auch dunkel gefleckt. Man faßt diese Ablagerungen daher heute ganz allgemein als Buntmergelserie zusammen. Sie stellen eine Beckenfazies dar, welche im Süden an das Südhelvetikum anschließt.

Der Ausdruck Buntmergelserie wurde von dem verdienten österreichischen Alpengeologen und Mikropaläontologen S. Prey (1952, S. 42) in die Literatur eingeführt. Er beschrieb diese „selbständige Schichtserie" (l. c., S. 43) zuerst aus Niederösterreich, nämlich von Rogatsboden. Die Erstbeschreibung Prey's umfaßt auch unser Südultrahelvetikum, da u. a. auch klastische Gesteine mit Phylliten und anderen kristallinen Komponenten angeführt wurden. In der Folgezeit übertrug der Verfasser (Hagn 1955 a, Fußn. 3 auf S. 18) die Bezeichnung Buntmergelserie auf oberbayerisches Gebiet (vgl. hierzu 1960, S. 90 usf.). Er schlug vor, „den Ausdruck Buntmergelserie auf alle buntgefärbten, vorwiegend mergelig ausgebildeten Schichtglieder dieses Trogs anzuwenden" (l. c., S. 134). Wenige Jahre später (1967, S. 260,

272, Tab.) beschränkte er den Begriff Buntmergelserie auf die kalkreicheren Sedimente des Nordultrahelvetikums; er stellte ihnen „bunte, tonige, mehr oder weniger kalkarme bis kalkfreie Sedimente und fein- bis grobklastische Bildungen" des Südultrahelvetikums gegenüber (l. c., S. 272).

Der Name Buntmergelserie ersetzt ältere, unzutreffende oder wenig bezeichnende Namen wie Nierentaler Schichten, Seewerschichten, Bunte Leistmergel, Rote Stockletten oder Helvetische Südfazies. Die Buntmergelserie im weiteren Sinne umfaßt auch ihre kalkärmeren Äquivalente im Süden, zumal Übergänge vorhanden sind (z. B. Pflaumann in Pflaumann & Stephan 1968, S. 142, 167; Freimoser 1972, Abb. 8 auf S. 67). Hierher gehören auch die Buchecker Schichten von de Klasz (1953 a, S. 224; 1956, S. 414 usf.; de Klasz in Ganss 1956, S. 42 usf.), aus denen ihr Autor eine Reihe interessanter Foraminiferen-Arten beschrieb (z. B. 153 a—c). Ausführliche Angaben über Mikrofaunen der Buntmergelserie sind in den Arbeiten des Verfassers (Hagn 1960, S. 100 usf.) und Pflaumann's (in Pflaumann & Stephan 1968, S. 171 usf.) enthalten (vgl. hierzu auch Freimoser in Doben 1970, S. 103—105).

Die Buntmergelserie setzt in Oberbayern meist erst in der höheren Oberkreide ein und reicht bis in das tiefere Obereozän. An der Wende Kreide/Tertiär ist keine Schichtlücke ausgebildet. Die allgemeine Erfahrung lehrt, daß die oberkretazischen Anteile dieser lithologisch nur unvollkommen gliederbaren Schichtfolge kalkreicher, ihre alttertiären Schichtglieder hingegen etwas tonreicher sind.

h. Südultrahelvetikum

Die bunten Tone sowie ihre teilweise sehr grobklastischen Einschaltungen („Wildflysch") verleihen den Ablagerungen dieser Fazieszone ein flyschartiges Gepräge. Die Tone werden wohl am besten als Tiefseepelite aufgefaßt (vgl. hierzu Faupl & Sauer 1978, S. 65 usf.). Die Komponenten des Wildflysches sind Schutt einer Schwelle, welche den ultrahelvetischen Trog im Süden gegen den Flysch hin abgrenzte. Dieses Hochgebiet wird in den meisten Arbeiten als Cetischer Rücken bezeichnet. Den Transport der nicht selten beträchtliche Ausmaße erreichenden Komponenten in die Tiefsee besorgten Suspensionsströme („turbidity currents"). Im Trogtiefsten erfolgte am Meeresboden eine Einschichtung und Verzahnung mit der eigentlichen Buntmergelserie. Unter den kristallinen Komponenten sind Phyllite und diabasartige Gesteine besonders hervorzuheben. Letztere machen das Südultrahelvetikum für die Theorie der Plattentektonik besonders interessant. Ausführliche Angaben über diese Gesteine lieferten in neuerer Zeit vor allem Hagn (1960, S. 94 usf.), Pflaumann (in Pflaumann & Stephan 1968, S. 143 usf.) und Freimoser (1972, S. 22 usf., S. 57 usf.). Es ist das Verdienst Boden's (1922 und später), die Brekzien und Konglomerate des bayerischen Südultrahelvetikums erstmals petrographisch eingehend untersucht zu haben.

Die farbigen Pelite führen im Gegensatz zu den kalkreicheren Buntmergeln des Nordens meist eintönige Sandschalerfaunen, die an solche des Flysches erinnern. Auch hierin schlägt das Südultrahelvetikum eine fazielle Brücke zum Flysch. Als Beispiel seien hier die paleozänen Bunten Tone von Achthal genannt (Hagn 1960, S. 103, Taf. 11). Gelegentlich werden zwar auch Kalkschaler angetroffen, doch sind sie meist nur spärlicher eingestreut. Die Gehäuse pelagischer Foraminiferen sind häufig kleinwüchsig, es handelt sich demnach um Kümmerformen. Mögli-

cherweise ist das fallweise Fehlen von kalkschaligen Formen durch Kalkauflösung in größeren Meerestiefen bedingt.

Zum Südultrahelvetikum ist auch die „Teisendorfer Fazies“ im Sinne von Ganss (in Ganss & Knipscheer 1956, S. 617—618) zu rechnen. Nach Ansicht dieses Autors sollte sie sich mit der Kressenberger Fazies verzahnen bzw. diese ablösen. Genauso wenig wahrscheinlich ist die Deutung Tollmann's (1972, S. 184), nach der die Sandschalerfaunen einen „karpatischen“ Einfluß anzeigen. Wäre dem so, dann verliefe die Faziesgrenze karpatisch/ostalpin quer durch den Moosgraben (S. 210) oder durch den Sprunggraben bei Achthal. Die Faunen ändern sich nicht von Ost nach West, sondern von Süd nach Nord. Die Warte des Betrachters muß daher um 90 Grad gedreht werden, zumal ja auch weiter im Westen, im Wendelsteinvorland, kalk- und sandschalige Foraminiferen in enger Nachbarschaft auftreten (Pflaumann in Pflaumann & Stephan 1968, S. 148 usf.). Die meisten Gesteine des Südultrahelvetikums gehören der höheren Oberkreide und dem tieferen Alttertiär (bis einschließlich Mitteleozän) an.

i. Zur Selbständigkeit des Ultrahelvetikums in Oberbayern

Die lebhaften Farben der „Bunten Leistmergel“, unserer heutigen Buntmergelserie, veranlaßten Schmidt-Thomé (1939, S. 274) zu folgendem Schluß: „In dieser Faziesänderung gegen Osten hin macht sich anscheinend eine Vereinigung der helvetischen Fazies mit der im Westen noch gesondert vorhandenen ultrahelvetischen Fazies (Liebensteiner Decke . . .) geltend“. Diese Ansicht geistert auch heute noch durch die Literatur. So vertraten Bögel & Schmidt (1976, S. 43, Abb. 7 auf S. 36) gleichfalls die Meinung, im östlichen Teil des Alpenvorlandes werde das Helvetikum durch das Ultrahelvetikum vertreten. Bereits in den Chiemgauer Alpen seien die Feuerstätter und die Liebensteiner Decke nicht mehr voneinander zu trennen (l. c., S. 44). Auch nach Fuchs (1976, Taf. 3) übernimmt die Buntmergelserie im Osten die Rolle des Helvetikums (vgl. hierzu auch Prey 1962, S. 285).

Demgegenüber ist festzuhalten, daß auch im östlichen Oberbayern und im anschließenden Oberösterreich die südhelvetischen und ultrahelvetischen Schichtfolgen nebeneinander und nicht übereinander zur Ablagerung kamen. Es bestehen zwar laterale Übergänge zwischen den genannten Serien, da ja beide Ablagerungsräume einander eng benachbart waren. Die heute mehr oder weniger scharf erscheinende Trennung beider Fazieszonen wurde erst durch die starke Raumverengung während der alpinen Orogenese bedingt. Dennoch kann an der Selbständigkeit des bayerischen Ultrahelvetikums kein Zweifel gehegt werden. Die klassischen Gebiete des Wendelsteinvorlandes und des Raums zwischen Bergen und Teisendorf lassen jedenfalls eine Verschmelzung mit dem Helvetikum nicht erkennen.

Die Frage, ob die Liebensteiner und die Feuerstätter Fazieszonen im Allgäu echte Decken darstellen, kann nur am Rande gestreift werden. Hier darf zunächst auf die früheren Ausführungen des Verfassers (Hagn 1960, S. 111 usf.) verwiesen werden. Es sei auch an dieser Stelle betont, daß die Liebensteiner Einheit faziell und faunistisch unserem Nordultrahelvetikum entspricht, während die Feuerstätter Folge aus denselben Gründen mit dem Südultrahelvetikum der vorliegenden Arbeit verglichen werden kann (l. c., S. 115). Desgleichen bezieht der Verfasser den Schutt des Wildflysches nach wie vor vom Nordhang des Cetischen Rückens, auch wenn

M. RICHTER und seine Schule sein Liefergebiet am Südhang dieses Gebirges suchen (zuletzt EGGERT 1977, S. 134). Gerade das Auftreten von wildflyschartigen Bildungen im Hangenden der nordultrahelvetischen Leimern-Schichten spricht für einen ehemaligen Zusammenhang des nord- und südultrahelvetischen Raumes auch im Allgäu. Die grobklastischen Einschaltungen im Liebensteiner Faziesraum konnten nämlich sehr wohl durch Trübeströmungen aus dem Süden an ihren heutigen Platz gelangen (HAGN 1960, S. 120). Auch in Oberbayern drangen die klastischen Einstreuungen teilweise weit nach Norden vor und wurden der Buntmergelserie eingeschichtet. —

Das Ultrahelvetikum zeigt somit erneut, daß ein kleinräumiges Denken fehl am Platze wäre. Wohl steht am Anfang der Bearbeitung eines jeden Gebietes ein zeitraubendes und mühsames Puzzlespiel, doch ergeben die einzelnen Aufschlüsse, an die richtige Stelle eingereiht, ein klares Bild von der früheren Verteilung von Land und Meer. Diese paläogeographische Zusammenschau stellt daher eine Abstraktion der Wirklichkeit dar, die im einzelnen sehr kompliziert sein kann. Hier sei ein Vergleich mit der tektonischen Phasengliederung gestattet, die ja auch ein Hilfsmittel bietet, um den Ablauf des tektonischen Geschehens, in unserem Fall der alpinen Orogenese, besser verstehen zu können.

Bisher war fast ausschließlich von den Ablagerungsräumen die Rede. Es wurde das Bild eines langgestreckten, von der Schweiz bis nach Österreich reichenden Troges gezeichnet, dessen Querschnitt asymmetrisch war. Seine größte Tiefe lag im Süden, in Richtung zur damaligen Tethys. Er war in Teiltröge gegliedert, denen die oben skizzierten Fazieszonen entsprechen. Hier bleibt nur nachzutragen, daß der helvetisch-ultrahelvetische Trog im Süden vom Cetischen Rücken begrenzt wurde, der zugleich eine trennende Barriere zum Flysch hin bildete[2]). Inmitten des genannten Trogs verliefen in longitudinaler Richtung zwei weitere schwellenartige Aufragungen des Untergrunds, von denen die Intrahelvetische Schwelle zwischen Nord- und Südhelvetikum die bedeutendere war. An der Grenze zwischen Südhelvetikum und Nordultrahelvetikum machte sich daneben örtlich und nur zu bestimmten Zeiten die Prävindelizische Inselschwelle bemerkbar (z. B. HAGN 1960, S. 131). Etwas scherzhaft könnte man diese Vorstellung von Teiltrögen und Schwellen auch als „Wellblech-Paläogeographie“ bezeichnen (HAGN 1967, S. 262).

Soweit das Hohelied der Faziesgliederung, das in den folgenden Kapiteln immer wieder anklingen wird.

2. Das südhelvetische Profil des Katzenlochs

a. Schwarzerz-Schichten s. l.

REIS (1896, S. 44) beschrieb das „Katzenloch-Flötz“ mit folgenden Worten: „Erzreiche Region, der Gehalt an Oolithkörnern ist gering; das thonige Bindemittel der zahlreichen Fossilien ist stärker eisenimprägniert, sowie sämmtliche Fossilien mit

---

[2]) In jüngster Zeit sprach sich FAUPL (1978, S. 36) auf Grund sedimentologischer Untersuchungen für die Existenz des Cetischen Rückens aus, während BUTT & HERM (1978, S. 90) eine schuttliefernde Schwelle zwischen Ultrahelvetikum und Flysch ablehnten.

einer Kruste überzogen; die erzreichen Lagen zeigen hauptsächlich *Orbitoides papyracea* und *Numm. laevigatus;* die mehr kalkige oberste Lage zeigt massenhaft *Numm. perforatus;* in der unteren Lage mit *Numm. laevigatus* treten auch größere Sandsteinknollen mit einer Eisenkruste auf". Die Mächtigkeit dieser Schichten, die dem Schwarzerz angehören, gab er mit 2,5 m an.

Im Liegenden beobachtete REIS „grobkörnige Sandsteine mit *Numm. biarritzensis*". Aus „Bergbauauswürflingen" schloß er auf das Vorhandensein von Mittelschichten und selbst der „Region des rothen Flötzes" (l. c., S. 45).

GÜMBEL (1861, S. 645) verglich dieses Vorkommen mit „schwarzen, dem Maurerflötze ähnlichen Erzen", welche östlich der Roten Traun erschürft wurden. Nach ZIEGLER (1975, S. 249) ist das Gestein verhältnismäßig erzarm. Das Flöz besitzt eine Mächtigkeit von 1 m und war früher auf eine Erstreckung von ca. 60 m aufgeschlossen.

Im Profil an der neuen Forststraße, das in der östlichen Fortsetzung des Katzenlochs liegt, sind die Erzschichten etwas über 1 m mächtig (Abb. 3). Sie machen keinen sehr frischen Eindruck, erscheinen ausgelaugt und zeigen sich tektonisch stärker beansprucht. Möglicherweise ist auch ihre Mächtigkeit im Gegensatz zum Katzenloch reduziert.

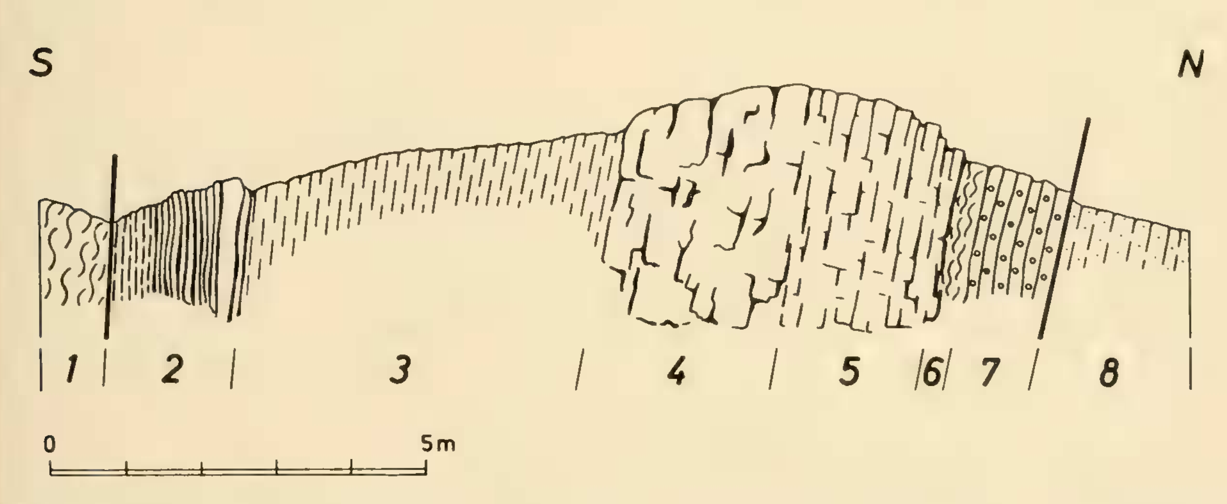


Abb. 3: Das südhelvetische Profil des Katzenlochs und seine Umrahmung. 1: Buntmergelserie. 2: Katzenloch-Schichten. 3: Stockletten. 4: Nebengestein. 5 und 6: höherer, unvererzter Teil der Schwarzerz-Schichten s. l. 7: Schwarzerz. 8: Sandsteine und schwarze, sandige Mergel fraglicher Zuordnung.

Es wurden daher einige Gesteinsproben aus dem Bereich des alten Baues selbst untersucht, um eine bessere Vorstellung über die Gesteinsausbildung der Schwarzerz-Schichten zu gewinnen. Aus den t i e f e r e n Partien stammt ein hell- bis dunkelbrauner, limonitischer, fossilreicher Sandkalk, der vor allem im Anschliff ein sehr unruhiges Bild bietet. Er enthält bis zu 10 cm lange abgerundete Gesteinsbrocken, welche mit einem Brauneisenfilm umgeben sind. Auffallend sind ferner große, erzumkrustete und stark limonitisierte Discocyclinen (= *Orbitoides* auctorum), die eine Länge bis zu 4 cm erreichen. Desgleichen wurden Lithothamnienknollen und Bruchstücke von Korallenstöckchen beobachtet. Das Gestein wird von Eisenschwarten durchzogen, da seine Klüfte neben Kalzit auch von Limonit ausgefüllt werden.

Im Dünnschliff (G 1699—1701 a/78) erweist sich die wohlentwickelte Grundmasse als überwiegend mikritisch; sie ist stellenweise stärker limonitisch imprägniert. Quarz, Feldspat und Erzkörner sind der Matrix in wechselnder Menge eingestreut. Unter den Großforaminiferen herrschen Nummuliten und Discocyclinen vor. An Kleinforaminiferen sind vor allem Milioliden (häufig vollständig vererzt) und *Pararotalia* zu nennen. Die Metazoen werden durch Bryozoen, Röhren von Serpuliden und Muschelreste vertreten. Die Thalli von Rotalgen (Corallinaceen) sind gewöhnlich von Dolomitneubildungen durchsetzt.

Hervorzuheben ist die starke Durchdringung der meisten Komponenten mit Brauneisen. Limonitische Kluftfüllungen und Erzkrusten bestimmen neben den zahlreichen Biogenen das mikroskopische Bild. Die erzimprägnierten und vererzten Fossilien sind insgesamt als umgelagert zu betrachten. Ihnen gegenüber befinden sich die bodenständigen, nicht vererzten Faunenelemente, in der Minderzahl.

In anderen Handstücken des brauneisenführenden Sandkalks treten die vererzten Komponenten etwas stärker zurück; die autochthonen Bestandteile der Fauna gewinnen daher die Oberhand. Einige Gehäuse gepfeilerter Nummuliten können zur Gruppe des *N. laevigatus* (Brugu.) gestellt werden; es sei aber betont, daß das vorliegende Material für eine artliche Bestimmung nicht ausreicht. Daneben wurden Schalenreste von *Pycnodonte gigantica* (Solander in Brander) gefunden, deren blasig-lamellärer Feinbau in Schliffen (G 1711—1712 a/78) gut zu erkennen ist. Das Gestein erscheint etwas sandreicher als die oben beschriebene Ausbildung. In ihm wurde zusätzlich ein vererztes Gehäuse der Gattung *Fasciolites* (= *Alveolina* auctorum) beobachtet.

Brocken desselben Schwarzerzes kommen auch im Hangschutt vor, der von der neuen Forststraße angeschnitten wurde. Es sind bräunliche, meist stärker angewitterte, limonitische, sandige Foraminiferenkalke. Neben *Nummulites* und *Discocyclina* wurden die Gattungen *Assilina* und *Operculina* sowie *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) angetroffen (Schliffe G 1638—1639 a/78). Mittelschichten und Roterz-Äquivalente konnten hingegen nicht nachgewiesen werden.

Gegen das Hangende zu stellen sich dunkelgrünlichbraune, limonitische Foraminiferenkalke ein. Bankweise kann man von einem Assilinenkalk sprechen. In einzelnen Lagen ist auch Glaukonit stärker angereichert.

In Dünnschliffen (G 1636—1637 a/78, G 1697—1698 a/78) macht man folgende Beobachtungen: Die mikritische Grundmasse wird von Brauneisen durchsetzt. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Fossilschutt. Quarz und Feldspäte treten in Form einzelner größerer Körner auf. Limonitpartikel sind nicht selten; als Imprägnationsmittel besitzt dieses Mineral allerdings eine weit größere Bedeutung. Glaukonit tritt gewöhnlich nur akzessorisch auf. An Kleinforaminiferen wurden u. a. *Bolivina, Globigerina, Globorotalia (Acarinina), Gl. (Morozovella)* und andere rotaliide Formen festgestellt. Die Großforaminiferen werden durch die Gattungen *Nummulites, Assilina, Operculina, Discocyclina* und *Aktinocyclina* repräsentiert. Reste von Bryozoen, Muscheln, Krebsen und Echinodermen (Seeigelstachel, Crinoiden) ergänzen das faunistische Bild.

An der neuen Forststraße folgen auf die erzführenden Schichten dunkelgrünlichgraue, glaukonitische, etwas mergelige Feinsandkalke. Ihre Mächtigkeit beträgt nur 0,4 m. Sie führen im Schliff (G 1710 a/78) Klein- und Großforaminiferen sowie Bryozoen-, *Pecten*- und Echinodermenreste. Sie vermitteln bereits zu den Schichten, welche nach Reis (1896, S. 44) das Hangende des Katzenloch-Baus bilden.

Für diesen Profilbereich lieferte der genannte Autor folgende Angaben: „Bank mit *Numm. perforatus*, weniger sandreich, ähnlich den *Perforatus*-Bänken im

Wollsberggraben, aber lange nicht so glaukonitreich; stellenweis viele *Orbitoides* und *Assilina* . . . 2 m".

Es handelt sich um graubraune bis bräunlichgraue, schwachsandige Kalke bis Sandkalke, welche durch Zunahme von Quarz auch in Kalksandsteine übergehen können. Diese Gesteine sind hart und zäh; sie stellen daher ein natürliches Dach des Katzenloch-Stollens dar. Lagenweise kommen die kalkigen Röhren der Anneliden-Art *Ditrupa cornea* (L.) häufiger vor; derartige Partien können als *Ditrupa*-Kalk zur Gliederung des Profils herangezogen werden.

Dünnschliffe (G 1633—1635 a/78) lassen folgende Einzelheiten erkennen: Die Matrix ist pelitisch bis pelitisch getrübt. Quarz tritt in wechselnder Menge auf. Glaukonitkörner sind ziemlich selten; glaukonitische Imprägnationen werden hingegen immer wieder beobachtet. Kleinforaminiferen gehören zu den häufigen Erscheinungen; sie verteilen sich auf Sandschaler, Milioliden, *Cibicides* und andere rotaliide Formen. An Großforaminiferen wurden die Gattungen *Nummulites, Operculina* und *Discocyclina* bestimmt. Hinzu gesellen sich Reste von *Ditrupa, Serpula,* Bryozoen, Lamellibranchiaten, Crustaceen und Echinodermen. Detritus von Corallinaceen ist nur ganz untergeordnet anzutreffen.

Ähnliche Gesteine fand Reis (1896, S. 29) auch im Galon-Graben, und zwar in seiner Eisenärzter Fazieszone. Sie enthalten „massenhaft Dentalien", d. h. die oben angeführte *Ditrupa.* Es ist hierbei zu berücksichtigen, daß die langgestreckten Röhren dieser Gattung früher mit den zahnförmigen Gehäusen von Scaphopoden verwechselt wurden. Reis fügte noch hinzu: „Neu ist hier die kalkige Entwicklung an der oberen Grenze der Eisensandsteine".

Fassen wir zusammen: Über den Schwarzerz-Schichten s. str. folgen im Profil des Katzenlochs ca. 2 m mächtige erzfreie Sedimente. Da sie noch im Liegenden des Nebengesteins auftreten, sollen sie als unvererzte Äquivalente der höheren Schwarzerz-Schichten aufgefaßt werden.

Die Schwarzerz-Schichten s. l. sind in das ältere Mitteleozän einzustufen. Ihre Faziesentwicklung vom Liegenden zum Hangenden läßt auf eine allmähliche Eintiefung des Ablagerungsraums schließen.

b. Nebengestein

Nach Reis (1896, S. 44) werden diese Schichten durch einen „sehr harten, glaukonitischen, mittelkörnigen Kalksandstein mit Riesenexemplaren von *Orbitoides ephippium*, von *Numm. distans, Numm. Tchihatcheffi* und *Numm. perforatus*" repräsentiert. „Von anderen Fossilien finden sich hier *Ranina Helli, Conoclypus conoideus, Echinanthus* cf. *Cuvieri, Prenaster* spec., *Spondylus Münsteri, Pecten Halaensis, Cyclostreon internostriatum,* welche Fossilien nahezu alle für das Hangende der Schwarzerzregion charakteristisch sind. $2^1/_2$ m.".

Das Nebengestein stellt mit seinen leuchtend grünen Farben einen ausgezeichneten Leithorizont zwischen Schwarzerz-Schichten und Stockletten dar. Seine Härte läßt es im Gelände als Riegel hervortreten, sein Fossilreichtum lockt den Sammler an. Dieses Schichtglied ist daher für eine Korrelierung mit benachbarten Profilen von großer Bedeutung.

Die Gesteinsausbildung schwankt zwischen sandig-glaukonitischen, fossilreichen Kalken und glaukonitischen Sandkalken. Das Verhältnis von kalkiger Grundmasse zu Quarz, Glaukonit und Biogenen ist wenig konstant. Kalkreichere Partien liegen häufig als Knollen in einer grünsandigen Matrix. Hier ist wohl an Resedimentationsvorgänge zu denken. Die Verwitterungsfarben sind gelblich-bräunlich.

Das dickbankige Gestein ist stark zerklüftet; durch den Straßenbau wurden zahlreiche offene Spalten freigelegt. Die Mächtigkeit des Nebengesteins beträgt 2,5 m. Die Bänke fallen mit 75—80° nach S ein und streichen mit 90° E—W. Die Fundstelle liegt in einer Höhe von etwa 690 m über NN.

Discocyclinen und Nummuliten gehören zu den häufigsten Fossilien. Die großen flachen Gehäuse der erstgenannten Gattung sind meist sehr gut eingeregelt. Mittelgroße Nummuliten können der Gruppe des *N. perforatus* (MONTF.) zugeordnet werden. Weitere Fossilfunde verteilen sich auf Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Echinodermen. Sie entsprechen der Fauna des Nebengesteins vom Kressenberg (SCHLOSSER 1925). An eigenen Funden seien *Terebratula hilarionis* MENEGHINI und *Pecten suborbicularis* MÜNSTER angeführt. Infolge der zahlreichen Klüfte sind die Fossilien häufig mit einer dünnen Schicht von Sinterkalk versehen.

Unter dem Mikroskop (Schliffe G 1631—1632 a/78, G 1594—1597 a/78) beobachtet man eine mikritische Grundmasse, in die reichlich Fossilschutt eingebettet ist. Quarz- und Glaukonitkörner sind häufig. Glaukonitische Imprägnationen werden reichlich angetroffen. Phosphorit tritt in Form von Körnern oder als Imprägnationsmittel auf. Unter den Kleinforaminiferen überwiegen die pelagischen Gattungen *Globigerina* und *Globorotalia (Acarinina)*; daneben stellen sich *Bolivina* und *Pararotalia* ein. Die Gehäuse der Großforaminiferen (Nummuliten, Discocyclinen) sind häufig angebohrt und zeigen sich gelegentlich von Rotalgen umwachsen. An Hartteilen von Evertebraten wurden beobachtet: Bryozoenstückchen, Wurmröhren *(Rotularia)*, punktierte Terebratelschalen, Lamellibranchiatenreste (u. a. *Ostrea, Teredo)*, Ostracoden und Echinodermenschutt (Asseln und Stacheln von Echiniden).

Umgelagerte limonitische Komponenten, wie sie im Nebengestein der Nordschuppe des Kressenbergs gehäuft auftreten, konnten nicht ermittelt werden.

In allen Schliffen machen sich Anzeichen einer starken tektonischen Beanspruchung bemerkbar. Das harte, starre Gestein ist stellenweise zerbrochen. An den Bruchrändern sind Glaukonitkörner und Fossilreste gewöhnlich zermahlen; ihr Zerreibsel schwimmt in der kalzitischen Gangfüllung. Derartige Gesteinpartien weisen einen mylonitischen Charakter auf.

Auf den Phosphoritgehalt des Nebengesteins machte bereits REIS (1922, S. 235) aufmerksam. Dieses Mineral ist besonders in Steinkernen von Fossilien angereichert.

Als abweichende Ausbildung des Nebengesteins ist ein grünlichgrauer, feinkörniger Fossilschutt zu betrachten (Schliff G 1593 a/78). In ihm tritt die Grundmasse fast ganz zurück. Das Gestein wird hauptsächlich aus dem Detritus von Biogenen gebildet. Quarz und Glaukonit kommen nur untergeordnet vor. Dafür scheinen Kleinforaminiferen um so häufiger auf. Die wichtigsten sind Sandschaler, *Robulus, Globigerina, Cibicides* und andere rotaliide Formen.

Mehr oder weniger abgerundete Brocken von Nebengestein werden auch im Hangschutt beobachtet. Hierher gehören bräunlich angewitterte sandige Fossilschuttkalke bzw. Sandkalke (Schliffe G 1619—1623 a/78). Sie lassen keine zusätzlichen Beobachtungen zu und können daher übergangen werden.

Den Abschluß des Nebengesteins bilden geringmächtige grünlichgraue, glaukonitische, sandige, weiche Mergel (Probe 3693). Ihre wahre Mächtigkeit konnte nicht ermittelt werden, da diese Schichten offensichtlich tektonisch reduziert sind. Sie führen eine reiche, wenn auch etwas kleinwüchsige und nicht sehr gut erhaltene Mikrofauna. Die meisten Gehäuse liegen als Glaukonitsteinkerne vor, ein Erhaltungszustand, der das Faunenbild entscheidend prägt. Die ziemlich häufigen Globigerinen sind gewöhnlich verdrückt. An pelagischen Foraminiferen wurden ferner kleine ungekielte Globorotalien (Untergattung *Acarinina*), seltener *Globorotalia (Morozo-*

vella) spinulosa CUSHM. beobachtet. An Sandschalern sind *Plectina dalmatina* (SCHUBERT), *Tritaxilina pupa* (GÜMBEL) sowie Angehörige der Gattungen *Spiroplectammina, Clavulinoides* und *Karreriella* zu nennen. Das kalkschalige Benthos wird vor allem durch *Marginulinopsis fragaria* (GÜMBEL), *Vaginulinopsis cumulicostata* (GÜMBEL), und *Uvigerina acutocostata* (HAGN) vertreten. Dazu gesellen sich die Genera *Robulus, Bulimina, Stilostomella, Osangularia, Anomalinoides* und *Cibicides.* Fischreste runden das faunistische Bild ab. Im Rückstand wurden neben Quarz- und Glaukonitkörnern etwas Phosphorit festgestellt.

Die Mikrofauna gestattet eine Einstufung in den jüngeren Teil des Mitteleozäns. Die Globorotalien lassen ein obereozänes Alter mit Sicherheit ausschließen. Es sei noch vermerkt, daß REIS (1896, S. 44) eine „hangende weichmergelige Grünsandschicht" zwischen dem eigentlichen Nebengestein und Stockletten nicht auffinden konnte.

Das Nebengestein umfaßt daher in seiner Gesamtheit den Zeitbereich mittleres bis höheres, wenn auch nicht höchstes Mitteleozän. Sein Faziescharakter ist neritisch. Der Ablagerungsraum dieser Schichten leitet allmählich vom inneren zum äußeren Schelf und damit zur südlich anschließenden Beckenfazies über, welche durch die Stockletten bzw. Buntmergelserie vertreten wird (vgl. hierzu BREITSCHMID 1978, Abb. 3 auf S. 150).

c. Stockletten

Unmittelbar im Hangenden des Nebengesteins folgen schwarze, feinsandige, schwach glaukonitische Mergel, welche im Südhelvetikum gewöhnlich die Sedimentation der Stockletten einleiten (HAGN 1960, S. 53; 1967, S. 283). Ihre Mächtigkeit beträgt nur einige cm. Sie sind stark ausgequetscht und treten als einzelne Schollen auf. Diese basalen Stockletten enthalten eine spärliche, mäßig erhaltene Mikrofauna (Probe 3694), die derjenigen der glaukonitischen Mergel des Nebengesteins (Probe 3693) ähnelt. Glaukonitsteinkerne konnten allerdings nicht beobachtet werden. Das Auftreten kleiner Acarininen weist auf höheres Mitteleozän hin.

Die eigentlichen Stockletten sind als gelblichgraue, weiche, stückig brechende Mergel ausgebildet. Über sie machte REIS (1896, S. 44) keine näheren Angaben. Sie sind 4,5 m mächtig. Ihre Ausbildung erscheint sehr einheitlich, so daß eine lithologische Gliederung nicht möglich ist.

Lithothamnienkalke, wie sie den Globigerinenmergeln zahlreicher anderer Lokalitäten eingelagert sind, fehlen den Stockletten des Katzenloch-Profils. Eine „Hartbank" aus dem tieferen Teil des Aufschlusses wird überwiegend aus sekundär ausgeschiedenem Kalzit aufgebaut. Im Schliff (G 1592 a/78) beobachtet man hauptsächlich Kluftkalkspat, daneben etwas zerriebene Mergelsubstanz. Einzelne Kalzitkristalle sind zonar gebaut und enthalten an den Wachstumsgrenzen feinste Tonzwischenlagen. Außerdem wurden Skelettformen von Kristallen festgestellt. Die Kalzitruscheln werden im übrigen bis zu 3 cm dick.

Es wurden elf Schlämmproben entommen. Sämtliche Proben (3680, 3685, 3690, 3695—3702) führen reiche, wenn auch meist etwas eintönige Mikrofaunen. Das Faunenbild wird von normalwüchsigen Globigerinen bestimmt, deren Gehäuse gewöhnlich stark verdrückt sind. Neben diesem pelagischen Faunenelement spielen röhren- und bandförmige Sandschaler sowie andere einfach gebaute agglutinierte Foraminiferen („Flyschsandschaler") die zweitwichtigste Rolle. Das kalkschalige Benthos tritt hingegen stärker zurück. Diese dritte Komponente setzt sich haupt-

sächlich aus Angehörigen der Familien Lagenidae und Buliminidae zusammen, doch stellen sich auch rotaliide Formen immer wieder ein.

Die Gattung *Globigerina* wird durch eine ganze Anzahl von Arten vertreten, von denen vorerst allerdings nur *G. eocaena* GÜMBEL und *G. cryptomphala* GLAESSNER bestimmt wurden. Weitere Angaben würden umfangreiche taxonomische Studien dieses Genus voraussetzen. Dasselbe gilt für *Globigerinita.* Hier kommen die Arten *G. dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) und *G. pera* (TODD) in die engere Wahl. Die Gattung *Globigerinatheka* ist ein seltener Gast; einzelne Gehäuse lassen sich indes gut auf *G. semiinvoluta* (KEIJZER) beziehen. Von entscheidender stratigraphischer Bedeutung sind die Globorotalien der *cerroazulensis*-Reihe (TOUMARKINE & BOLLI 1970). Neben der Nominatunterart *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis cerroazulensis* (COLE) konnten *Gl. (T.) cerroazulensis pomeroli* TOUMARKINE & BOLLI sowie Übergangsformen zu *Gl. (T.) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN beobachtet werden.

Unter den sandschaligen Foraminiferen herrscht die Gattung *Psammosiphonella* vor; möglicherweise verbergen sich unter den röhren- und bandförmigen Gehäusen noch weitere Gattungen. Daneben wurden folgende Genera festgestellt: *Saccammina, Hyperammina, Kalamopsis, Reophax, Ammodiscus, Lituotuba, Trochamminoides, Haplophragmoides, Ammobaculites, Textularia, Spiroplectammina, Bolivinopsis* und *Marssonella.* Die „höheren“ Sandschaler werden vor allem durch *Vulvulina haeringensis* (GÜMBEL), *Clavulinoides alpinus* CUSHMAN, *Dorothia fallax* HAGN und *Karreriella subglabra* (GÜMBEL) repräsentiert.

Dem kalkschaligen Benthos gehören u. a. an: *Bulimina semicostata* NUTTALL, *Uvigerina acutocostata* (HAGN), *U. chirana* CUSHMAN & STONE, *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL), *Nodosarella tuberosa* (GÜMBEL), *Globocassidulina globosa* (HANTKEN), *Heterolepa eocaena* (GÜMBEL), *Cibicides ammophilus* (GÜMBEL), *C. limbatus* CITA und *C. venezuelanus* NUTTALL. Hinzu kommen die Gattungen *Sigmoilina, Robulus, Planularia, Nodosaria, Dentalina, Lagena, Bolivina, Stilostomella, Fissurina, Gyroidinoides, Pleurostomella* und *Anomalinoides.*

Ostracoden sind nur hin und wieder anzutreffen. Es wurden die Gattungen *Cytherella* und *Bairdia* sowie Angehörige der Familie Trachyleberididae bestimmt.

Die Mikrofaunen der einzelnen Proben sind, von gewissen Schwankungen abgesehen, ziemlich einheitlich. Sie zeigen eine große Ähnlichkeit mit der obereozänen Fauna von Varignano bei Torbole am Gardasee (HAGN 1956). Es sei noch erwähnt, daß im Schlämmrückstand einzelner Proben vereinzelt kleine Glaukonitkörner beobachtet wurden.

Mit Hilfe der oben genannten Globorotalien können die Stockletten des Katzenloch-Profils als Obereozän datiert werden. Die Übergangsformen zu *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN lassen zudem auf den höheren Teil des Unteren Priabons und damit auf den mittleren Abschnitt der *Globigerinatheka semiinvoluta*-Zone schließen (TOUMARKINE & BOLLI 1975, Abb. 1—2 auf S. 72—73). Diese Einstufung wird durch das Nannoplankton gestützt; so konnte Herr Prof. Dr. E. MARTINI, Frankfurt a. M., die südlichste Stockletten-Probe seiner Nannoplankton-Zone NP 19 (*Isthmolithus recurvus*-Zone) zuordnen (briefliche Mitteilung vom 20. 12. 1977; vgl. hierzu MARTINI 1970, S. 560; ferner PROTO DECIMA, ROTH & TODESCO 1975, Abb. 3 auf S. 45).

Aus dieser Altersbestimmung erhellt, daß das Profil des Katzenlochs nicht vollständig ist. Es fehlen die tieferen Anteile der Stockletten; sie sind offensichtlich tektonisch unterdrückt. Hinweise für eine Reduktion der Schichtfolge lieferten ja bereits die weichen Mergel des Nebengesteins sowie die verquälten basalen Stockletten (S. 190). Es ist ferner zu bedenken, daß die Stockletten unter den Schichtgliedern des helvetischen Eozäns gewöhnlich die größten Mächtigkeiten aufweisen. Die oben

angeführte Mächtigkeit von 4,5 m entspricht daher nur einem Teil der Globigerinenmergel.

Zum Schluß noch einige Worte über die bathymetrischen Verhältnisse. Die pelitische Ausbildung der Stockletten läßt gegenüber dem Nebengestein eine weitere Absenkung des Meeresbodens erkennen. Die neritische Sedimentation wurde durch eine pelagisch-bathyale abgelöst. Die Stockletten stellen bereits eine echte Beckenfüllung dar. Ihr Reichtum an planktonischen Foraminiferen, das häufige Auftreten von „Flyschsandschalern" sowie die Vertreter der Lageniden und Buliminiden weisen auf größere Meerestiefen hin. Hier sei ein Vergleich mit dem Triester Flysch gestattet, der vor Jahren von einer Wiener Arbeitsgruppe (GOHRBANDT et al. 1960) eingehend untersucht wurde. Auch diese Ablagerungen sind reich an Globigerinen und Sandschalern. Für sie nahm GOHRBANDT (in GOHRBANDT et al. 1960, S. 183, 187) eine Ablagerungstiefe von 700—1200 m an. Das gleiche Bild bieten Schlämmproben aus dem eozänen Flysch Mittel-Istriens, welche der Verfasser im August 1977 unterhalb Pićan und an der Straße Lindar-Pazin (Jugoslawien) aufsammelte. Es liegt daher nahe, auch in unserem Fall an eine Meerestiefe von einigen hundert Metern zu denken.

d. Katzenloch-Schichten

Im Süden schließt an die Stockletten eine bisher unbekannte Schichtfolge an, für die hiermit der Name Katzenloch-Schichten vorgeschlagen wird. Ihre Mächtigkeit beläuft sich auf 2,4 m. Sie streichen mit 80° WSW und fallen sehr steil (85°) nach S ein (Abb. 3).

Die Katzenloch-Schichten besitzen in frischem Zustand eine bläulichgraue Farbe, die auf den ersten Blick an Molasse erinnert. Dadurch heben sie sich gut von den Stockletten ab. Die Schichtfolge läßt vom Liegenden (im N) zum Hangenden (im S) eine Abnahme der Korngröße erkennen. Sie setzt mit einer Basisbank ein, welche lagenweise von feinkonglomeratischen Fossilschuttkalken aufgebaut wird. Darüber folgen gut gebankte bis feinplattige Feinsandkalke und -mergel, die ihrerseits von Mergeln und Tonmergeln überlagert werden (Abb. 4). Auch hierin unterscheiden sich die Katzenloch-Schichten von den Stockletten, da letzteren Quarz (in nennenswerten Mengen) und Geröllchen fremder Gesteine fehlen.

Das Profil der Katzenloch-Schichten weist kleinere tektonische Komplikationen auf. So war den feinplattigen, sandigen Mergeln der mittleren Katzenloch-Schichten eine Scholle von Tonmergeln aus dem jüngsten Anteil dieser Serie eingeklemmt. Andererseits werden die härteren Bänke im rechten unteren Teil des Aufschlusses von einer Kluft abgeschnitten; nördlich dieser Störung, also im scheinbar Liegenden der Basisbank, wurden durchbewegte Mergel und Feinsandkalke der höheren und mittleren Katzenloch-Schichten im tektonischen Kontakt zu Stockletten angetroffen. Abgesehen von diesen Unregelmäßigkeiten liegt offenbar ein ungestörtes und einigermaßen vollständiges Profil vor.

Basisbank. — Größere Stücke der Basisbank sind uneben, ihre Schichtflächen zeigen sich krummschalig verbogen. Die Mächtigkeit schwankt gewöhnlich zwischen 10 und 11 cm; nach E zu scheint die Bank bis auf wenige cm auszukeilen. Auf der Unterseite beobachtet man wulstartige, stromlinienförmige Fließmarken („flute casts"), welche auf eine Strömung aus dem Süden schließen lassen. Daneben treten knollige bis warzenförmige Belastungsmarken („load casts") auf. Eine gezackte Marke täuscht den Abdruck eines Wirbeltierfußes vor; sie erinnert an „bizarre" Be-

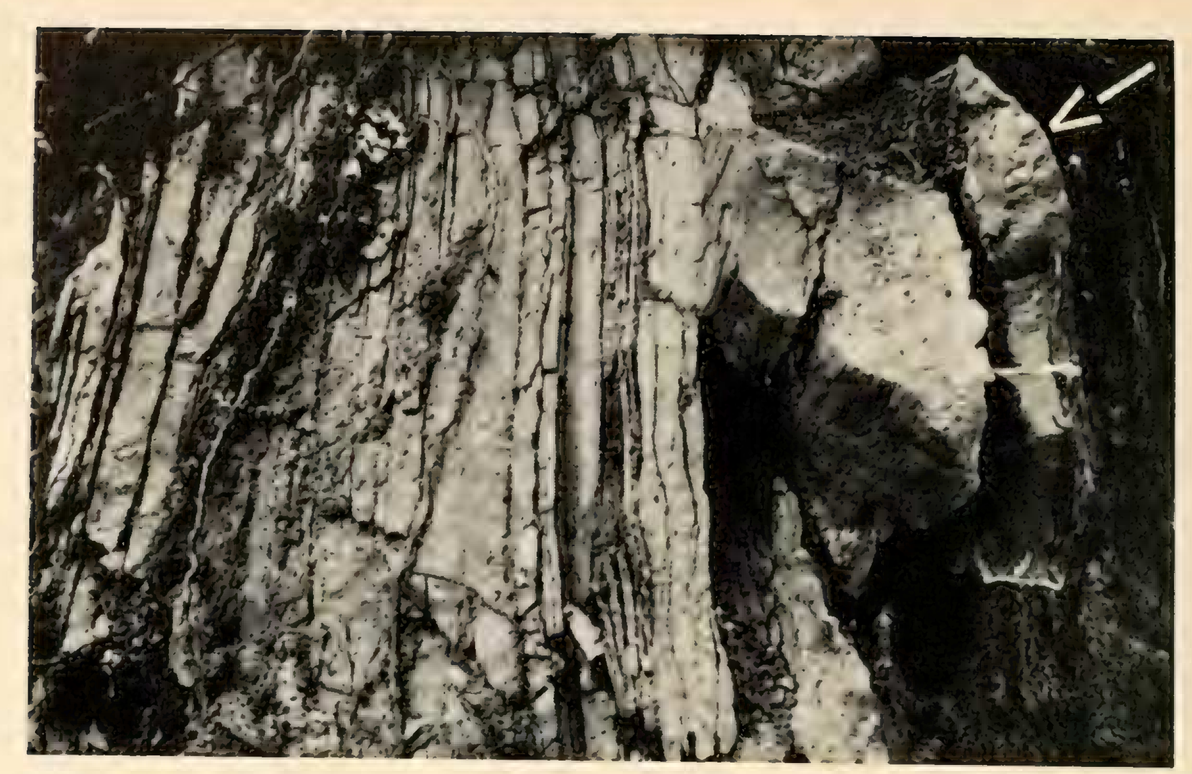


Abb. 4: An der Wiege der Molasse. Aufschlußbild der tieferen und mittleren Katzenloch-Schichten. Die Breite des Aufschlusses beträgt 1,6 m. H. HAGN phot. 19. 3. 1978.

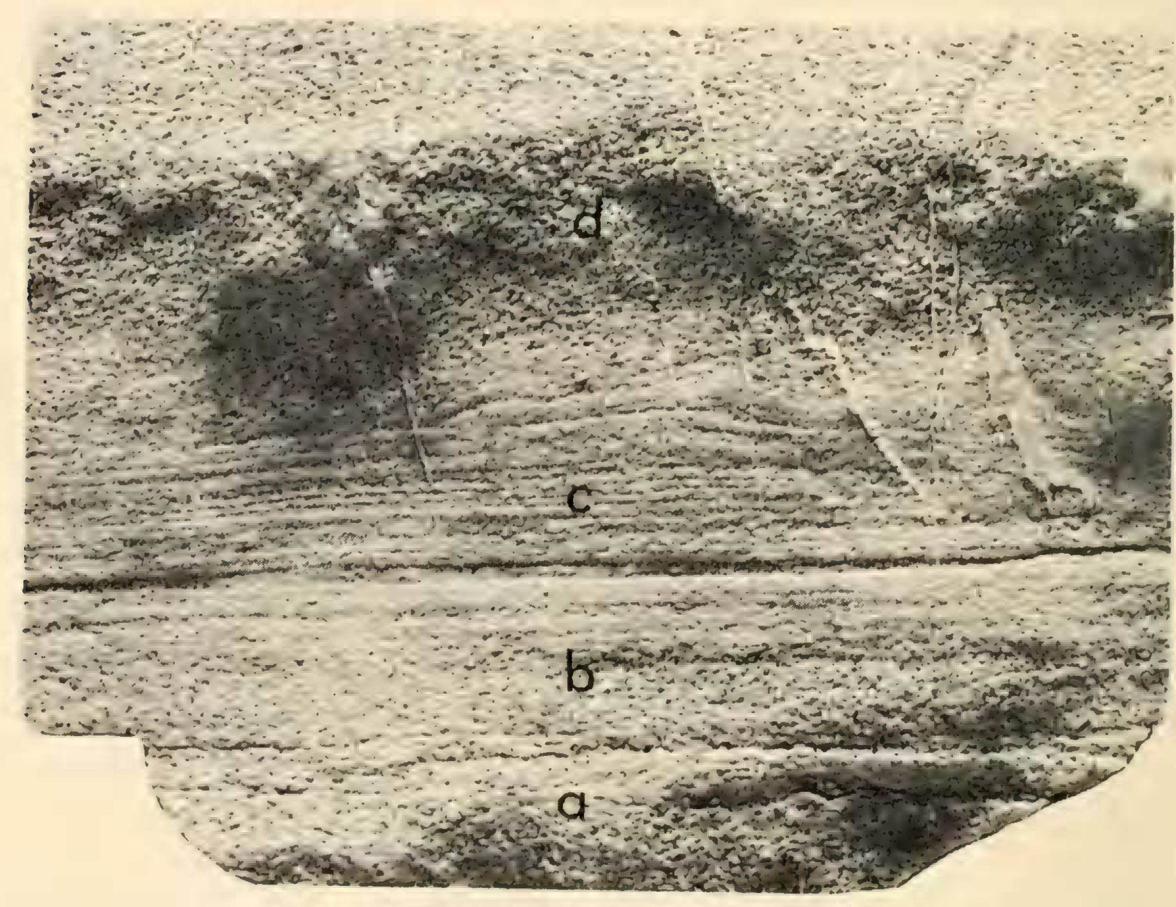


Abb. 5: Angewitterte Oberfläche der Basisbank mit Teilbänken a—d. Handstück E 1402. Schwach verkleinert.

lastungsmarken, wie sie von Hesse (1972, Taf. 3, Bild 1) aus dem Reiselsberger Sandstein des Wendelstein-Vorlandes beschrieben wurden. Im ersten Fall handelt es sich um Ausfüllungen von Auskolkungen des Meeresbodens durch einen fließenden Gesteinsbrei, der einen neuen Abschnitt der Sedimentation im Südhelvetikum einleitete.

Der Aufbau der Basisbank ist nicht einheitlich. An angewitterten Oberflächen und an Anschliffen können vier Teilbänke unterschieden werden, die mehr oder weniger deutlich gegeneinander abgesetzt sind (Abb. 5; Taf. 13, Bild 1).

Teilbank a, ein feinkonglomeratischer Fossilschuttkalk, wird etwas über 2 cm mächtig. Zusammen mit Teilbank b stellt sie das grobkörnigste Sediment der Katzenloch-Schichten dar. Dementsprechend führt dieses Gestein auch die meisten Mikrofossilien, darunter retikulierte Nummuliten. Die größte Ansammlung von Geröllchen birgt Teilbank b. Die fast ausschließlich karbonatischen Komponenten, welche nur ausnahmsweise einen Durchmesser bis zu 1 mm erreichen, sind im höheren Abschnitt dieser Teilbank lagenartig angereichert (Taf. 13, Bild 2). Ihre Mächtigkeit beträgt nur etwa die Hälfte der Teilbank a. Teilbank c erscheint in sich außerordentlich reich gegliedert. Sie ist sehr feinkörnig und extrem feinstgeschichtet. Sand- und tonreichere Lagen, darunter eine etwas dickere, lösen einander in mehrfachem Wechsel ab. Manche Schichtflächen sind mit Pflanzenhäcksel bedeckt. Im oberen Teil beobachtet man ein rippelartiges Aufbiegen der Schichten Die Mächtigkeit dieser Teilbank bewegt sich um 3 cm. Teilbank d endlich ist in sich homogener und weist mit 5 cm auch die größte Mächtigkeit auf. Sie wird aus Fossilschuttkalk aufgebaut.

Die qualitativen Unterschiede der Basisbank lassen demnach drei Hauptschüttungen erkennen. An wichtigen bankinternen Gefügen sind gradierte Schichtung (häufig im mm-Bereich) sowie (in Teilbank c) welliger Schichtverlauf hervorzuheben. Zusammen mit den Sohlmarken auf der Bankunterseite deuten diese Merkmale auf den Gesteinscharakter eines Turbidits hin (vgl. hierzu S. 219).

Teilbank a enthüllt in Dünnschliffen (G 1660—1664 a/78) folgende Einzelheiten: Das pelitische Bindemittel tritt stark zurück; es füllt die Zwickel zwischen den klastischen Komponenten aus. Quarz ist, insbesondere in Form größerer Körner, ziemlich selten. Auch Glaukonit kommt nur untergeordnet vor. Pyrit ist ein häufiges Imprägnationsmittel, kommt aber auch als Butzen vor. An Schwermineralen ist braunroter Spinell zu nennen.

Die vorherrschenden karbonatischen Geröllchen weisen in der Regel eine gute Rundung auf. Sie sind fein- bis grobkörnig struiert, klar bis pelitisch getrübt und nicht selten schwärzlich pigmentiert. Sie enthalten teilweise umkristallisierte Fossilreste, teilweise pelletartige Feinstrukturen. Ein Teil der Komponenten wird von kalzitischen Rupturen durchsetzt. Manche Dolomite sind endogen verbrescht und erinnern dadurch an Hauptdolomit. Die meisten Gerölle gehören wohl der Trias an. Graue spiculitische Kalke sind hingegen als Lias, graue Radiolarienkalke als Malm zu bestimmen.

Daneben stellen sich einige kieselige Komponenten ein. Sie sind nur kantengerundet. Hierher gehören bräunliche Spiculite und Radiolarite des Jura. Sehr feinkörnige Gesteine ohne erkennbare Fossilreste erweisen sich im polarisierten Licht als Quarzaggregate; sie sind als Hornsteine zu deuten[3]).

Einige Pelitgeröllchen und -fetzen führen grobperforierte Globigerinen und Acarininen; es handelt sich hierbei um älteres Eozän auf sekundärer Lagerstätte. Komponenten mit

---

[3]) In einem Dünnschliff (G 1770 a/78) eines kalkalpinen Cenoman-Gerölls, das in jungdiluvialen Schottern im Korbiniani-Holz N München gefunden wurde (leg. H. Obermüller), konnten dieselben Komponenten beobachtet werden. Sie sind mit strukturbietenden Lias-Spiculiten durch alle Übergänge verbunden.

kleinen Globigerinen und Heterohéliciden könnten der Oberkreide angehören, doch fehlt hierfür noch der letzte Beweis.

Sandige Mergelgeröllchen sind teilweise reich an Spinell und opaken Körnern (? Magnetit). Sie stellen möglicherweise Resedimente dar.

An Kleinforaminiferen wurden Angehörige der Ataxophragmiidae sowie andere Sandschaler, zahlreiche, häufig pyritdurchstäubte Milioliden (Taf. 16, Bild 1), die Gattungen *Robulus, Bolivina, Stilostomella, Pararotalia, Schlosserina, Globigerina* und *Gypsina* beobachtet. Ferner konnten die Arten *Gypsina linearis* (Hanzawa), *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) und *Asterigerina rotula* (Kaufm.) bestimmt werden.

Unter den Großforaminiferen nehmen die Nummuliten den ersten Rang ein. Die retikulierten Formen werden durch *N.* cf. *fabianii* (Prever) vertreten. Hinzu gesellen sich *N.* cf. *stellatus* Roveda sowie kleine, linsenförmige Gehäuse aus der Gruppe des *N. incrassatus* de la Harpe. An weiteren Gattungen wurden beobachtet: *Operculina, Grzybowskia, Discocyclina, Aktinocyclina* und *Eorupertia.* Das Genus *Borelis* wird durch kleine, langgestreckte, in der Regel sehr schlecht erhaltene Gehäuse repräsentiert.

Die Reste von Metazoen verteilen sich auf kalzitische Wurmröhren *(Ditrupa),* Bryozoen, punktierte Terebratelschalen, Schill von *Pecten* und *Ostrea,* umkristallisierte Muschelschalen, Splitter von Crustaceenpanzern, Ostracodenschälchen und Echinodermenschutt. Von Vertebraten sind Wirbel und andere Fischreste anzuführen.

Rotalgen treten in größeren Bruchstücken auf. Neben *Lithothamnium* vel *Lithophyllum* wurde *Lithoporella* festgestellt.

Der Fossilschutt ist ungemein dicht gepackt (Taf. 14, Bild 1—2). Die größeren Biogene und anorganischen Komponenten sind gut eingeregelt. Im übrigen herrscht wirre Lagerung. Die Korngröße der Litho- und Bioklaste entspricht einander weitgehend. Die Hartteile sind häufig in situ zerbrochen. Gelegentlich wurden Verkieselungserscheinungen beobachtet.

Teilbank b (Schliffe G 1659 a/78, G 1664 a/78) bietet nichts Neues. Auch sie führt *N.* cf. *fabianii.* Die lagenartige Anreicherung der Geröllchen ermöglicht ein gründliches Studium der einzelnen Karbonattypen.

Teilbank c wurde ebenfalls in den Schliffen G 1659 a/78 und G 1664 a/78 erfaßt. In ihr sind Quarzkörner stärker angereichert; das Gestein ist daher als Feinsandkalk zu bezeichnen. Die Feinschichtung ist gut zu erkennen. Daneben wurden Glimmer und brauner Spinell gefunden. Karbonatgeröllchen treten nur vereinzelt auf. Fossilschutt ist häufig. Opake Einschlüsse sind auf inkohltes Pflanzenhäcksel zurückzuführen.

Teilbank d wird von einem bläulichgrauen, bräunlich angewitterten, schwach sandigen, geröllchenführenden, mittelkörnigen Fossilschuttkalk aufgebaut. Unter dem Mikroskop (Schliffe G 1651—1658 a/78) beobachtet man fast alle Komponenten der Teilbänke a—b. Ihr Korn ist allerdings etwas feiner. Kleinere Quarzkörner sind dem Gestein in wechselnder Menge eingestreut. Von *N.* cf. *fabianii* wurde nur ein einziges Gehäuse angetroffen. Zusätzlich stellen sich einige wenige Kleingastropoden ein. Unter den klastischen Komponenten ist ein Pelitgeröllchen mit Radiolarien und Stomiosphaeren aus dem Malm als Besonderheit hervorzuheben. Gelblich-bräunliche Spiculite und Radiolarite gehören gleichfalls zu den seltenen Erscheinungen.

Die Basisbank birgt gleich zwei Besonderheiten. Einmal die retikulierten Nummuliten, welche als *N.* cf. *fabianii* (Prever) bestimmt wurden. Zum anderen die zahlreichen Geröllchen mesozoischer Gesteine, deren Herkunft für alle weiteren paläogeographischen Überlegungen von entscheidender Bedeutung sein wird.

Nummulites fabianii gilt unbestritten als Leitfossil des Priabons. Die in der Basisbank angetroffenen Gehäuse retikulierter Nummuliten liegen fast ausschließlich als Axialschnitte vor (Taf. 14, Bild 1—2; Taf. 16, Bild 2). Ohne Auswertung der Spira im Medianschnitt ist eine uneingeschränkte artliche Bestimmung allerdings nicht möglich, zumal sich um *N. fabianii* noch weitere eng verwandte Arten bzw. Unterarten scharen (Roveda 1970, S. 235 usf.). Hierher gehört vor allem